



**INSTITUTO DE  
GEOLOGÍA Y  
RECURSOS  
MINERALES**

**SegemAR**  
Servicio Geológico Minero Argentino

# **ESTUDIO DE PELIGROSIDAD GEOLÓGICA DE LA LOCALIDAD DE EL CHALTÉN Y DE PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA DE LA LADERA NORTE DEL CERRO SOLO, PROVINCIA DE SANTA CRUZ**



**Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR)**

**BALBI Adriana, BEDMAR José, Johanna  
KAUFMAN, OLIVA Jesús y VILLEGAS Daniela**

Buenos Aires, Junio 2019



# **ESTUDIO DE PELIGROSIDAD GEOLÓGICA DE LA LOCALIDAD DE EL CHALTÉN Y DE PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA DE LA LADERA NORTE DEL CERRO SOLO, PROVINCIA DE SANTA CRUZ**

## **Contenido**

1.	Introducción .....	4
1.1.	Objetivos .....	4
1.2.	Metodología del Trabajo .....	4
2.	Ubicación .....	5
3.	Caracterización del Medio Natural .....	7
3.1.	Clima .....	7
3.2.	Pendientes .....	8
3.3.	Geología .....	10
3.4.	Geomorfología .....	12
3.5.	Suelos .....	15
3.6.	Hidrología .....	15
4.	Peligrosidad Geológica de la Localidad de El Chaltén .....	17
4.1.	Procesos Exógenos .....	17
4.1.1.	Erosión / Acreción .....	17
4.1.2.	Inundación .....	21
4.1.3.	Remoción en Masa .....	23
4.2.	Procesos Endógenos .....	25
4.2.1.	Sismicidad .....	25
4.2.2.	Volcanismo .....	27
4.3.	Zonificación de Peligrosidad .....	32

4.3.1.	Susceptibilidad a la Remoción en Masa .....	32
4.3.2.	Susceptibilidad a las Inundaciones.....	35
5.	Peligrosidad Geológica por Remoción en Masa de la Ladera Norte del Cerro Solo .....	38
5.1.	Caracterización de la Ladera .....	39
5.1.1.	Características Morfológicas .....	40
5.1.2.	Configuración Litoestructural.....	49
5.1.3.	Presencia de Agua .....	54
5.1.4.	Caracterización Geotécnica de los Materiales .....	57
5.1.5.	Estimación del Volumen Total de Material Movilizado .....	69
5.2.	Factores Activos .....	70
5.3.	Diagnóstico de la Situación Actual de la Ladera.....	71
6.	Modelado Preliminar de Inundación Repentina por Desborde de la Laguna Torre .....	73
7.	Conclusiones y Recomendaciones .....	84
7.1.	Recomendaciones de Actuación a Corto Plazo en la Ladera Norte del Cerro Solo.....	85
7.1.1.	Tareas de Monitoreo .....	85
7.1.2.	Estudios Complementarios de Detalle .....	87
7.2.	Recomendaciones de Actuación a Largo Plazo en la Ladera Norte del Cerro Solo.....	88
8.	Agradecimientos .....	89
9.	Trabajos Citados en el Texto .....	90

Anexo I: Protocolos de Ensayos de Laboratorio

Anexo II: Procedimiento para la Realización de Mediciones Preliminares sobre Puntos de Control

## 1. INTRODUCCIÓN

El Chaltén fue fundado en el año 1985 como un pueblo lindante al Lago Viedma dentro del territorio del Parque Nacional Los Glaciares y se encuentra al pie del Cerro Torre y del Cerro Fitz Roy o Chaltén (3.128 m y 3.405 m de altura, respectivamente), conformando éste último la figura representativa de la zona. El municipio, localizado en el departamento Lago Argentino, se ubica aproximadamente a 6 Km del Lago Viedma y a 90 Km del Lago Argentino.

Esta pequeña localidad se presenta en la confluencia de los ríos De Las Vueltas y Fitz Roy, y fue declarada Capital Nacional del Trekking al ser un sitio de gran atracción turística por la gran variedad de actividades que ofrece y el particular paisaje que lo circunda.

### 1.1. OBJETIVOS

Con el fin de fortalecer y optimizar las acciones destinadas al manejo del riesgo desde todas sus dimensiones (análisis, prevención, preparación y respuesta), el *Sistema Nacional de Gestión Integral del Riesgo* (SINAGIR) solicitó al *Servicio Geológico Minero Argentino* (SEGEMAR) una evaluación de peligrosidad geológica de la localidad de El Chaltén y el análisis particular de peligrosidad por remoción en masa de la ladera norte del cerro Solo, provincia de Santa Cruz. El pedido surge debido a la existencia de procesos geológicos activos y ante la necesidad de estimar el grado de afectación sobre el área. La incidencia de los procesos depende de diversos aspectos tales como tipo de evento, magnitud, relaciones espaciales entre la actividad antrópica y el lugar de ocurrencia y extensión del fenómeno.

El principal objetivo del desarrollo de cartografía de peligrosidad es mejorar el conocimiento del medio físico, para definir y zonificar las potenciales amenazas, que será de utilidad para:

- La identificación de zonas prioritarias para estudios más detallados;
- Establecer pautas de ordenamiento territorial y usos sugeridos del suelo;
- Toma de decisiones de los organismos nacionales, provinciales y municipales orientadas a la elaboración de planes de prevención y de mitigación de desastres;
- Contribuir al Inventario Nacional de Peligros y Riesgos Geológicos de la República Argentina, identificando y describiendo los sitios detectados en la base de datos del SEGEMAR y
- Conocer el diagnóstico de la situación actual de la ladera del cerro Solo.

### 1.2. METODOLOGÍA DEL TRABAJO

La metodología utilizada para el estudio de peligrosidad geológica de la localidad de El Chaltén, se basa en observaciones de campo y en la combinación cualitativa e integración de una serie de mapas temáticos realizados a escala 1:20.000. Estos mapas son: geológico, de pendientes, geomorfológico, hidrográfico y de procesos geológicos. Los mismos incluyen la información básica para la estimación del grado de peligrosidad de los procesos naturales actuales y potenciales, incluyendo la posibilidad de ocurrencia, las características de los mismos y los factores que los condicionan, representados en el mapa final de peligrosidad geológica. A esta información cartográfica se le incorporó la recopilación de procesos



naturales activos y de procesos históricos que se han producido en el área de estudio. Dichos datos fueron obtenidos de publicaciones, registros históricos, recortes de diarios, comunicaciones personales de pobladores y relevamientos *in-situ*. Adicionalmente, se han sumado datos climáticos, como así también de actividad sísmica y volcánica.

Los trabajos desarrollados para el estudio de peligrosidad por remoción en masa de la ladera norte del cerro Solo se centraron en el reconocimiento del terreno, la toma de datos y las correspondientes tareas de muestreo. En gabinete se analizaron todos los datos recopilados, tanto de estudios antecedentes como los obtenidos en campo. La interpretación y el análisis de todos los datos obtenidos, así como los resultados de laboratorio de las muestras ensayadas, serán la base para la caracterización y el diagnóstico de la situación actual de la ladera objeto de estudio. Por último, y como complemento al presente informe, se proponen una serie de estudios, así como acciones de control y mitigación acordes a la problemática identificada.

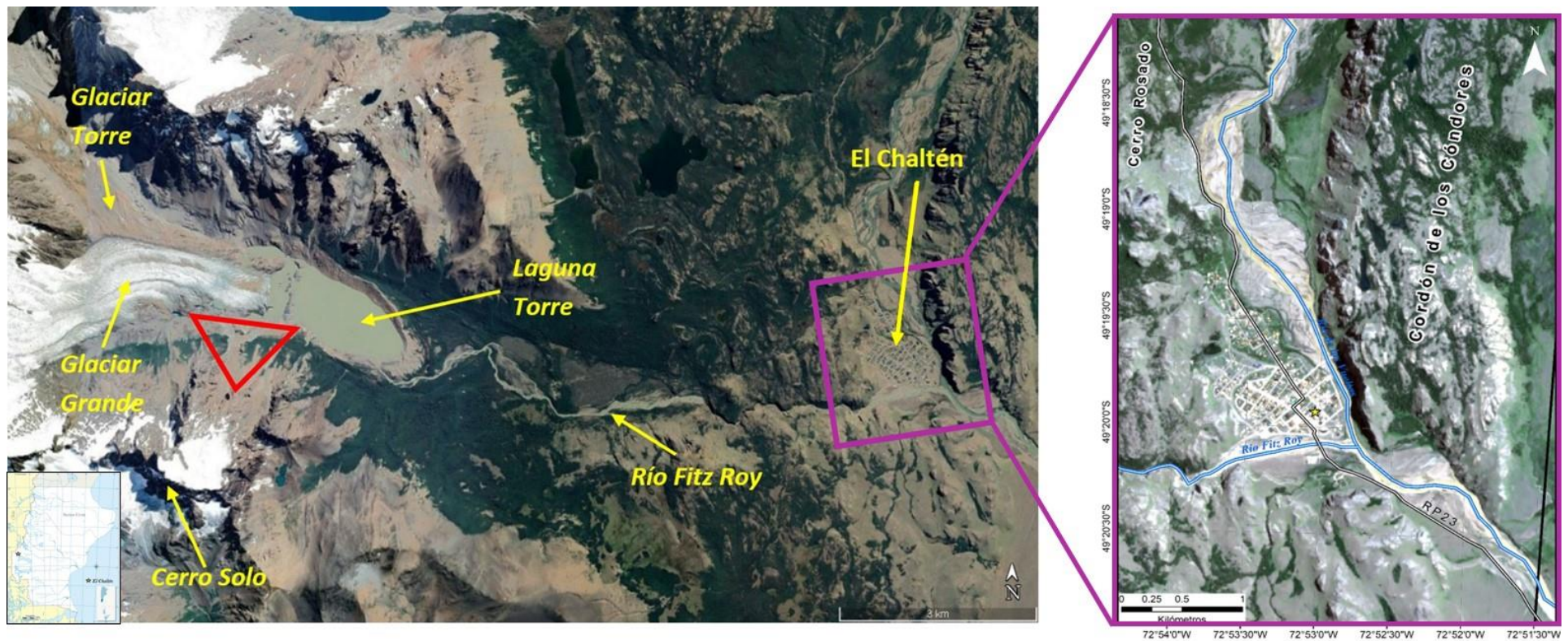
Por último se definieron escenarios particulares de ingreso de material de la ladera estudiada en la laguna Torre, que pudiera dar lugar a crecidas repentinas en el valle del río Fitz Roy. Tales escenarios fueron modelados para indentificar zonas de potenciales inundaciones.

## 2. UBICACIÓN

La zona de estudio se encuentra en el centro oeste de la provincia de Santa Cruz en el departamento Lago Argentino. La localidad de El Chaltén se encuentra en el centro de esta zona, situada al noroeste del lago Viedma en las riberas del río De Las Vueltas y el río Fitz Roy, y corresponde a la Hoja Geológica 4972-III y 4975-IV El Chaltén, a escala 1:250.000. La principal vía de acceso de la región es la ruta nacional N° 40, que permite la vinculación con la localidad de El Calafate hacia el sur y con Tres Lagos hacia el este. El camino de acceso desde esta ruta hacia El Chaltén, corresponde a la ruta provincial N° 23, de unos 75 Km de longitud, que se encuentra asfaltada. Cabe mencionar que el área se encuentra en el extremo norte del Parque Nacional Los Glaciares.

El estudio de peligrosidad geológica de El Chaltén se localiza entre los paralelos 49°18'S y 49°20'S, y los meridianos 72°51'O y 72°54'O, mientras que el área de estudio de peligrosidad por remoción en masa de la ladera norte del cerro Solo, se encuentra a una distancia aproximada de 9,5 Km al oeste de la localidad de El Chaltén, provincia de Santa Cruz (**Figura 1**).

Regionalmente, desde el punto de vista geológico, la zona se encuentra dentro de la Cordillera Patagónica Austral, con el sector occidental, a partir de los 73° O, cubierto por el Campo de Hielo Patagónico Sur. La morfología estructural presenta un sector andino con alturas desde 2.000 a 3.400 m y, hacia el este, un sector subandino con alturas que oscilan entre 1500 y 2000 metros. Los rasgos morfológicos más sobresalientes dentro del área andina son el cerro Chaltén o Fitz Roy (3.405 m s.n.m.) y todo su entorno de cerros agudos denominados «agujas», como el Torre, Egger, Standhardt, Saint-Exupéry, Poincenot, Mermoz y Guillaumet, entre otros, el cordón Masters y los glaciares Viedma y Upsala. En la parte subandina, las cubetas de los lagos Viedma y San Martín ofrecen un nítido contraste con el entorno montañoso.



**Figura 1:** Áreas de estudio. Izquierda: Ubicación de la ladera norte del cerro Solo (contorno rojo). Derecha: Área de estudio de detalle de la localidad de El Chaltén.

### **3. CARACTERIZACIÓN DEL MEDIO NATURAL**

#### **3.1. CLIMA**

El área de estudio corresponde a un clima templado y húmedo (Cfb) de acuerdo a la clasificación climática de Köppen; donde la temperatura media del mes más frío es entre -3°C y 18°C, y con veranos frescos, pues no se superan los 22 °C de media. Las temperaturas medias superan los 10 °C al menos cuatro meses al año y suficientes precipitaciones a lo largo del año, sin estación seca.

La estación meteorológica más cercana perteneciente al Servicio Meteorológico Nacional (SMN) se localiza en el aeropuerto de El Calafate, distante a más de 120 Km, mientras que la estación meteorológica El Chaltén (49°20'16,04"S, 72°53'2,34"O - 400 m s.n.m.) perteneciente a Administración de Parques Nacionales, posee registros a partir del año 2015 hasta la actualidad.

Según mediciones de esta última estación, los principales datos climatológicos son los siguientes: temperatura media anual de 10,6°C, la media del mes de julio es de alrededor de 3,7°C y la de enero de 16,4°C.

El mayor porcentaje de humedad relativa se presenta en los meses de mayo, junio y julio, siendo entre 60 y 70%, mientras que en los meses de noviembre, diciembre y enero desciende a valores entre 40 y 45%.

En el ámbito del Parque Nacional Los Glaciares, las precipitaciones aumentan hacia el oeste, registrándose una variación importante desde 500 mm en el límite oriental del Parque, hasta aproximadamente 900 mm en la cordillera (aunque existen registros anuales de más de 2000 mm en algunos sectores occidentales). De acuerdo a la información obtenida, los meses de mayor precipitación son diciembre, con un promedio de 101,50 mm y agosto con 108,27 mm, mientras que el mes más seco es noviembre con un promedio mensual de 30,13 mm. Durante el invierno la precipitación es predominantemente nívea, aunque no resulta en grandes acumulaciones de nieve.

Durante el verano la frecuencia e intensidad de los vientos se incrementa, siendo en los meses de noviembre, diciembre y enero de 20 Km/h, mientras que en los meses de invierno desciende a 10 Km/h. En cuanto a la dirección, predominan los vientos del oeste y sudoeste.

Los datos presentados corresponden a los sectores bajos, ya que no existen registros climáticos de las zonas de altas cumbres o laderas altas dentro del Parque Nacional Los Glaciares, ni en áreas aledañas. Teniendo en cuenta la disminución teórica de 0,5°C de temperatura cada 100 m de altitud, puede estimarse que la temperatura media para las zonas de alta montaña es en general inferior a los 2°C y de menos de -3°C en los sectores occidentales de mayor altitud del Parque Nacional.

### 3.2. **PENDIENTES**

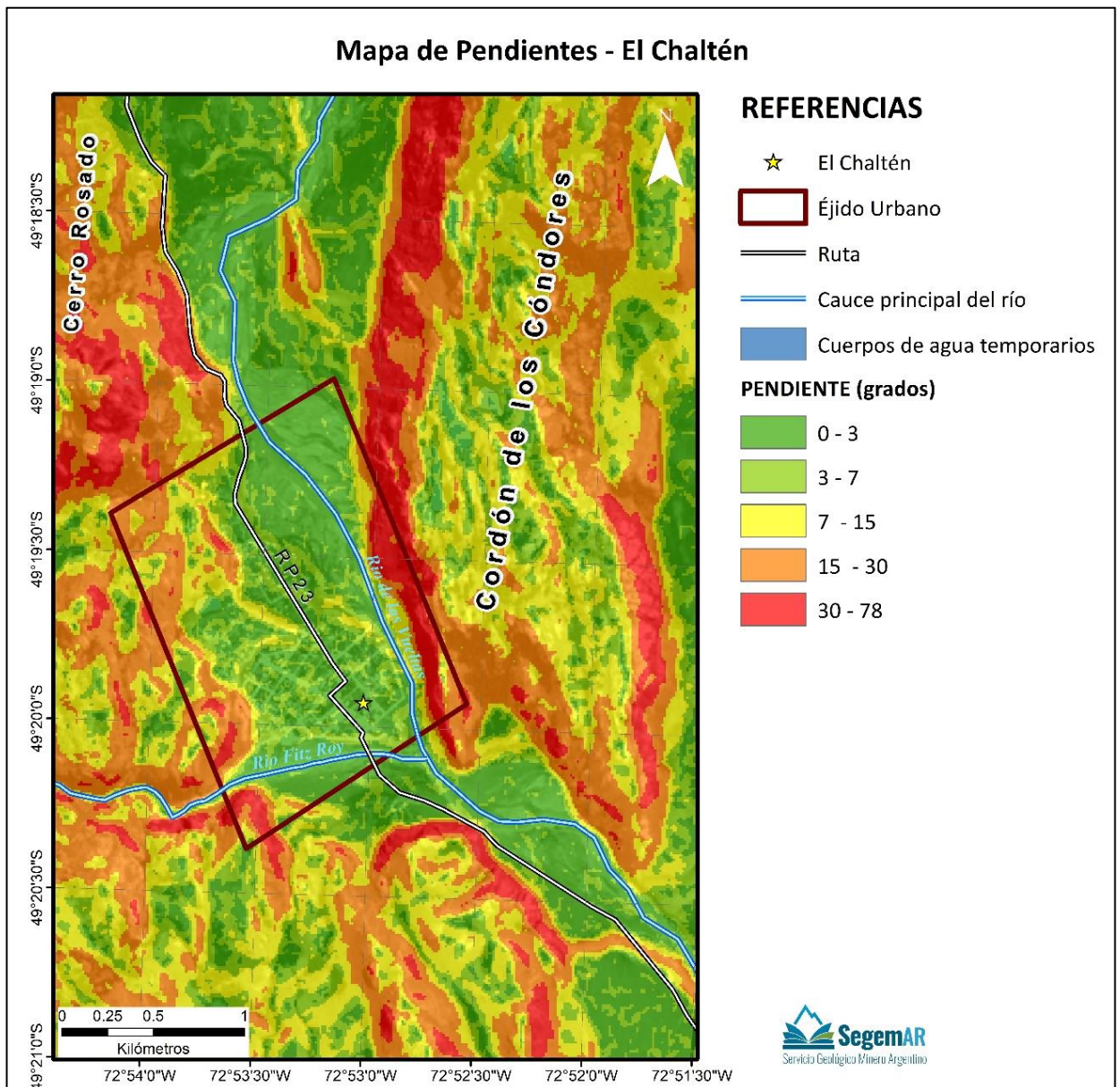
Desde el punto de vista fisiográfico, regionalmente es posible diferenciar dos sectores, uno occidental o cordillerano y otro oriental o extraandino. La zona cordillerana se caracteriza por un paisaje irregular, con un alto relieve relativo, fuertes pendientes y marcados gradientes altitudinales, con predominancia de procesos erosivos y gravitacionales. Éstas particularidades se atenúan hacia el este pasando a un relieve suavemente ondulado, con predominio de procesos agradacionales actuales y pasados.

La información base para la determinación de los rasgos de pendientes en la localidad de El Chaltén fue obtenida a partir de un Modelo Digital del Terreno, el cual proviene de una imagen Alos Palsar con una resolución espacial de 12,5 metros; en la misma se diferenciaron 5 rangos para la clasificación de pendientes y formas de relieve (**Figura 2**), de acuerdo a la normativa de la Carta de Peligrosidad Geológica del SEGEMAR, que se describen a continuación:

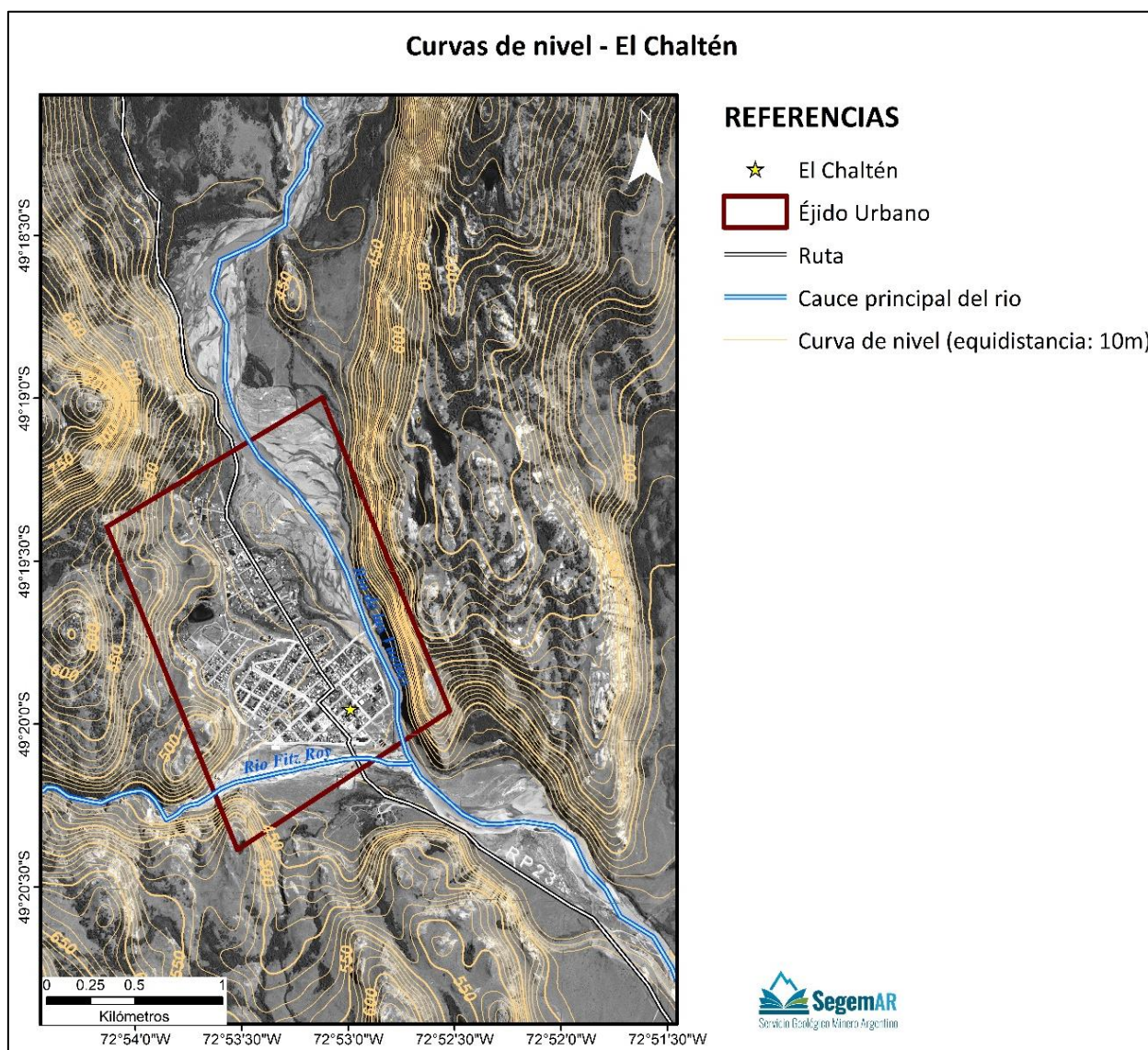
- **Zonas llanas, de 0° a 3°.** Corresponde a las geoformas de las terrazas y planicies fluviales del río De Las Vueltas, y de la cuenca baja del río Fitz Roy. Gran parte del sector urbano de El Chaltén se desarrolla en esta zona.
- **Zonas suavemente onduladas, de 3° a 7°.** Se desarrollan en las márgenes de las terrazas fluviales de ambos ríos. Constituye el límite natural del casco urbano, como así también delimita el sector bajo y alto del mismo.
- **Zonas de relieve ondulado, de 7° a 15°.** Corresponde a las terrazas fluviales altas de ambos ríos, al sector superior del Cordón de los Cóndores y a las estribaciones del Cerro Rosado.
- **Zonas con relieve fuerte, de 15° a 30°.** Se manifiestan en los sectores montañosos que rodean a la localidad de El Chaltén.
- **Zonas con relieve abrupto, mayor a 30°.** Se observa en los laterales del Cordón de los Cóndores, llegando a la verticalidad frente a El Chaltén; en la base del cerro que limita la RP23 por el oeste, al sur de la localidad; y en el Cerro Rosado.

El gradiente de pendiente en el área mencionada se desarrolla entre 400 y 840 m s.n.m., encontrándose las mayores alturas en el Cerro Rosado y las menores en la planicie de inundación del río De Las Vueltas (**Figura 3**).





**Figura 2:** Mapa de pendientes de la zona de El Chaltén.



**Figura 3:** Mapa de curvas de nivel de la zona de El Chaltén.

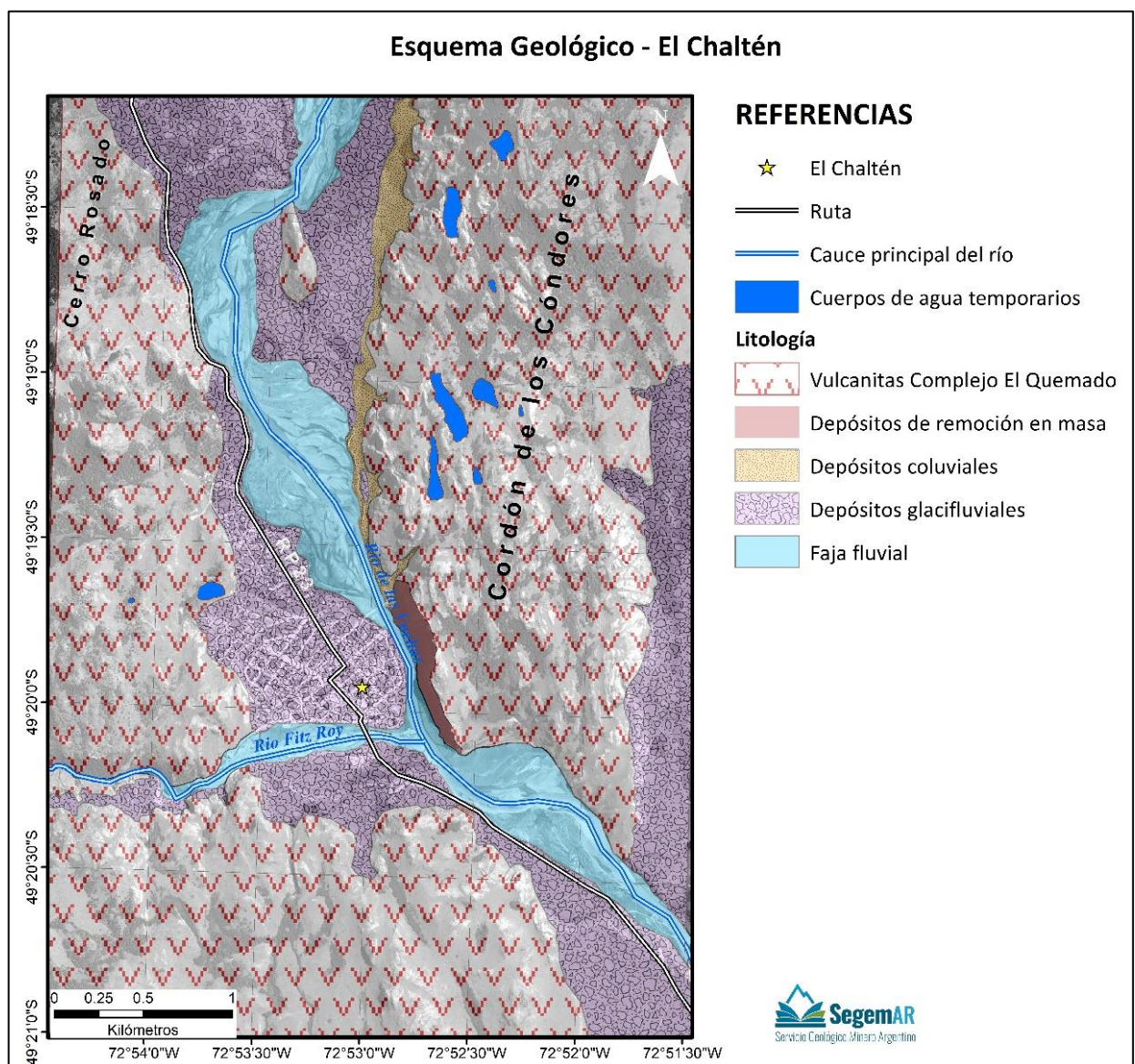
### 3.3. **GEOLOGÍA**

Desde el punto de vista geológico, la región está circunscripta a la Cordillera Patagónica Austral. El sector occidental, a partir de los 73° O, está cubierto por el Campo de Hielo Patagónico Sur. La estratigrafía está caracterizada por un basamento paleozoico sobre el que se asientan rocas volcánicas del Jurásico y espesas sucesiones sedimentarias del Cretácico, pertenecientes al relleno clástico de la Cuenca Austral o Magallánica. El Terciario incluye varios episodios magmáticos de reducida extensión areal y variada composición, tales como rocas básicas alcalinas, granitoides y flujos basálticos. El Plioceno - Cuaternario está dominado por depósitos glaciares correspondientes de al menos cuatro eventos acompañados por sedimentos glacifluviales y glacialacustres. De los restantes depósitos, merecen citarse las acumulaciones provenientes de la remoción en masa (Giacosa *et al.*, 2013).



La morfología estructural de la región es el resultado de dos episodios de deformación acaecidos en el Terciario, representados por fallas de tipo inversa, corrimientos y pliegues, cada una con diferentes características. Esta deformación obedece a los movimientos de la orogenia Andina, dando rumbos dominantes norte-sur en la mayoría de las estructuras.

Localmente, la litología que predomina en la zona de El Chaltén (**Figura 4**) corresponde a las rocas del Complejo El Quemado, conformado por vulcanitas y piroclastitas ácidas a intermedias, conglomerados y areniscas, de actitud homoclinal con inclinación hacia el este. Se encuentran, asimismo depósitos coluviales que incluyen fragmentos del Complejo mencionado, sedimentos fluviales de los ríos de Las Vueltas y Fitz Roy, depósitos glacifluviales sobre la que se desarrolla la localidad de El Chaltén y depósitos de remoción en masa en el lateral occidental del Cordón de Los Cóndores.



### 3.4. **GEOMORFOLOGÍA**

La geomorfología regional es debida principalmente al accionar de los procesos glaciares que han actuado desde el Plioceno y perduran hasta la actualidad y que guardan estrecha relación con la presencia del Campo de Hielo Patagónico Sur. Evidencias de al menos cuatro eventos glaciares pueden ser reconocidas en la zona, incluyendo los avances tardiglaciares y neoglaciales, posteriores a la Última Glaciación. Se pueden distinguir geoformas depositacionales, como los relieves morénicos y de planicies y terrazas glacifluviales, y geoformas glaciares erosivas, propias del ambiente cordillerano y representadas por artesas glaciares, *horns*, aretes y otras formas asociadas (Giacosa *et al.*, 2013).

En el área de estudio se reconoce el accionar de diferentes procesos, y en ella el modelado glaciar alcanzó gran extensión areal y temporal, acompañados por la acción fluvial, la remoción en masa y los procesos criogénicos. Se han diferenciado varias unidades geomórficas principales en los alrededores de El Chaltén (**Figura 5**):

- a) Geoformas debidas principalmente al accionar del proceso glaciar
  - Relieve denudativo depositacional glaciar (rocas aborregadas, lomos de ballena)
  - Terrazas glacifluviales
  - Morenas
- b) Geoformas debidas principalmente al accionar del proceso fluvial
  - Fajas aluviales (terrazas y planicies aluviales)
  - Bajadas proximales (conos de deyección, abanicos aluviales)
- c) Otras geoformas (esencialmente poligenéticas)
  - Geoformas eólicas
  - Remoción en masa
  - Bajos y geoformas asociadas

Las principales geoformas erosivas glaciares son los valles o artesas, con sus típicas secciones transversales en forma de U. Al accionar del proceso glaciar se han superpuesto los movimientos gravitacionales, la erosión fluvial y en las zonas más elevadas, procesos criogénicos. Geomorfológicamente es una zona compleja que incluye diferentes tipos de morenas, rocas aborregadas y canchales, conos de deyección, abanicos aluviales y taludes de caídas de rocas. Tanto en los abanicos aluviales como en los conos de deyección se hallan canchales en los cuales se encauzan parcialmente flujos de detritos generalmente ocasionados por el deshielo y precipitaciones intensas.

El relieve denudativo depositacional glaciar se reconoce en las inmediaciones del ejido municipal, donde predominan las formas glaciares de erosión, representadas por elevaciones con cumbres suavizadas y alargadas con sentido norte-sur, rocas canchales o aborregadas y lomos de ballena debidos a procesos de *plucking* y de abrasión. Sobre los afloramientos rocosos, los procesos geomorfológicos dominantes son las caídas de roca, las avalanchas de roca y los procesos criogénicos.

Adicionalmente, existen depresiones tales como cuerpos de agua y/o pequeños mallines, los cuales se inundan frecuentemente y cuyos niveles fluctúan ampliamente como respuesta a lluvias intensas o durante años húmedos. Se destacan los localizados en el sector superior del Cordón de Los Cóndores.

Las terrazas glacifluviales se encuentran esencialmente en dos sectores: en el sur del área de estudio, en el lugar de emplazamiento del casco urbano, constituyendo tres niveles, mientras que en el sector norte se observan seis niveles de pequeñas dimensiones, en ambos casos desarrolladas entre los 395 y 420 m s.n.m., sin que se observen escarpas de erosión manifiestas. El relieve es subhorizontal y los materiales que la integran son gruesos, con alta proporción de bloques y rodados y una matriz arenogrillosa. En el nivel localizado al sur de la localidad, sobre el margen derecho del río Fitz Roy, se distinguen abundantes paleocauces que poseen un hábito entrelazado.

En el valle del río De Las Vueltas se han observado numerosos sistemas de morenas provenientes de los valles tributarios (Fitz Roy, Eléctrico, Huemul, entre otros), los cuales por su localización y grado de preservación corresponderían a los últimos avances glaciares (Neoglaciales). En el margen izquierdo del río De Las Vueltas, frente a El Chaltén se observa un cordón morénico relíctico, paralelo al cauce.

Las geoformas fluviales ocupan una extensión areal considerable. Las formas más importantes son las planicies y terrazas fluviales, con abanicos aluviales subordinados. La disposición de los cursos fluviales y las características de la red de drenaje están fuertemente condicionadas por la ubicación de las geoformas glaciares y por la estructura geológica. La sinuosidad de los cursos fluviales varía fuertemente, dependiendo de la naturaleza de los sedimentos, las pendientes y el control litológico-estructural que puedan presentar. En todos los casos la erosión hídrica es importante ya que en general los cursos muestran erosión lateral, en muchos casos incrementadas por intervenciones antrópicas.

Encajados en el relieve preexistente, y vinculados con los actuales cursos fluviales, se han formado varios niveles de terrazas fluviales. Su génesis se relaciona con cambios del nivel de base y climáticos que produjeron variaciones de caudal. Los depósitos son de gravas de entre 5 y 20 cm de diámetros, bien redondeadas. En el valle del río De Las Vueltas, se reconocen al menos dos niveles de terrazas de escasa extensión, con desniveles entre ellas del orden de centímetros, asimétricas y con depósitos de grava de hasta 15 cm de diámetro. En el río Fitz Roy, en cambio, se reconocen tres niveles de terrazas, asimétricas, pero con materiales más gruesos, del orden de 20 cm de diámetro, identificándose también algunos bloques de hasta 1 m.

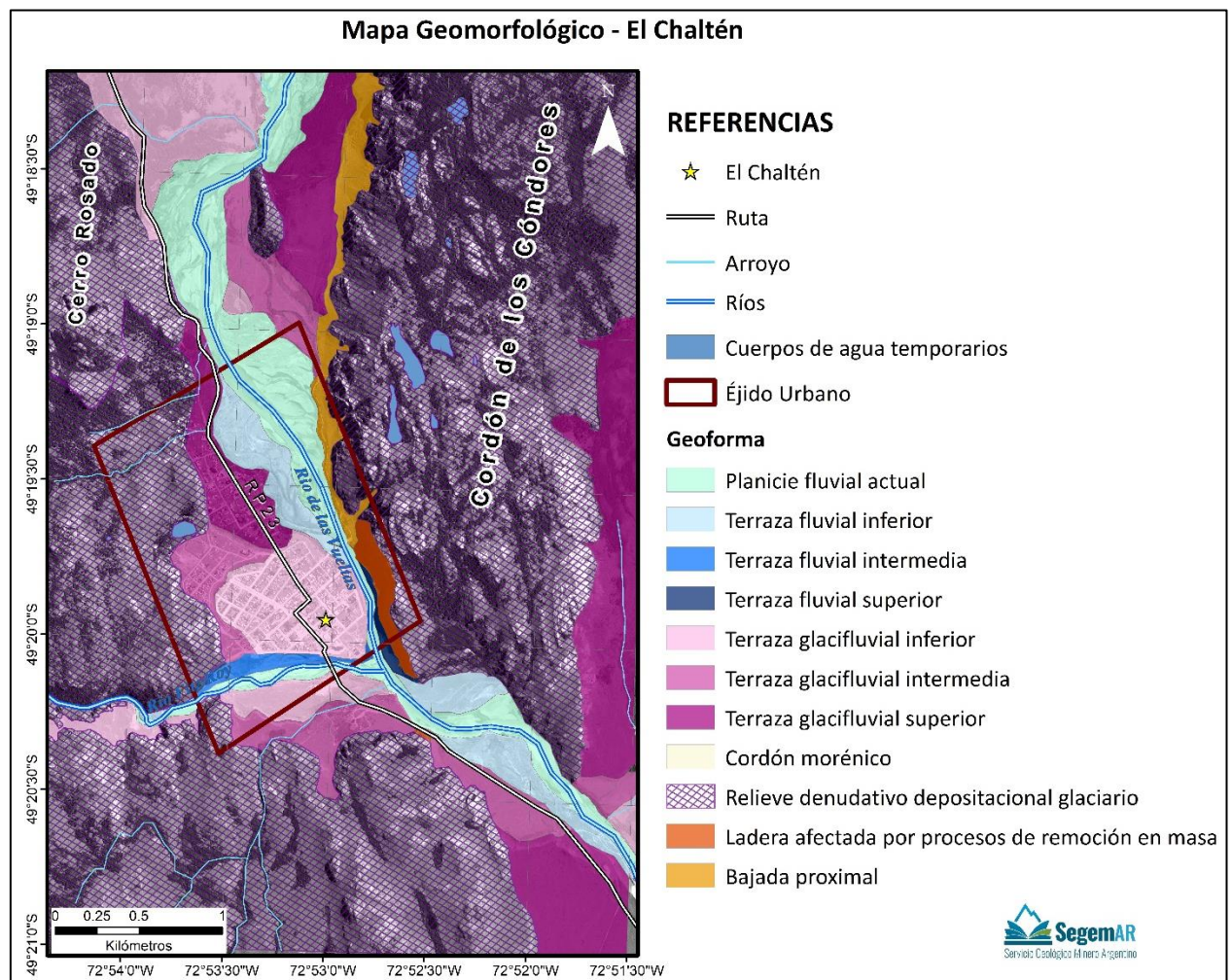
Los depósitos aluvio-coluviales marginan los principales valles, especialmente en la zona oriental, presentando altas pendientes y como procesos dominantes la erosión fluvial y el reptaje, lo que resulta en una cobertura heterogénea de los mismos, con predominio de materiales gruesos y angulosos. Hacia el este de la localidad se reconocen estas pendientes, conformadas por la coalescencia de abanicos aluviales de pocas dimensiones (bajada proximal), con evidencia de incisión de cursos hídricos de régimen estacional provenientes del Cordón de Los Cóndores.

La remoción en masa es un proceso que ha afectado especialmente a los depósitos volcánicos expuestos a los siguientes factores: un relieve relativo elevado, la acción erosiva glaciaria, una cobertura



vegetal poco densa, la existencia de precipitaciones níveas y pluviales, y la presencia de una importante cobertura detrítica tapizando las pendientes susceptibles de ser movilizada por la acción de la gravedad. Esta cobertura se debe principalmente a la exharación glaciaria, a la congelifracción y a otros procesos de meteorización. El resultado de la remoción en masa ha sido entonces una generalizada inestabilidad de las pendientes. El reptaje se materializa en una carpeta de detritos y ocasionalmente conos de deyección. Se suman frecuentes caídas de rocas y escasos flujos de detritos. Las primeras afectan básicamente a los afloramientos rocosos, generalmente debilitados por el avance y retroceso de los hielos y se encuentran localizadas en el margen izquierdo del río De Las Vueltas, frente a la localidad de El Chaltén y sobre la RP23. Finalmente, los flujos densos, principalmente los flujos de detritos se asocian a la acción fluvial en los abanicos aluviales y conos de deyección, aunque no se encuentran representados en el área de estudio.

El proceso eólico es generalizado en toda la región, aunque las geoformas resultantes no posean una expresión relevante a la escala del mapeo.



**Figura 5:** Mapa Geomorfológico de la zona de El Chaltén.

### 3.5. **SUELOS**

La localidad de El Chaltén se halla en una zona transicional entre los dos ambientes fisiográficos que caracterizan a la Patagonia en general: la región cordillerana o andina y la extraandina. Los rasgos comunes a todos los suelos de la región son su textura gruesa, siendo frecuente la presencia de fragmentos gruesos y pedregosidad, tanto en el seno de los suelos como en su superficie. A menudo la estructura es poliédrica, aunque es débil y los agregados no suelen ser muy evidentes. Otros rasgos frecuentes son la escasa profundidad (menos de 1 m), la presencia de discontinuidades litológicas y la participación de tefras, en general en niveles de escasa potencia y/o retransportados por los procesos glaciario y eólico.

En la localidad estudiada y sus alrededores, predominan los suelos correspondientes a los Órdenes Molisol y Entisol. El clima edáfico varía de údico a xérico, por hallarse en transición entre sectores con acentuados gradientes bioclimáticos.

Los Molisoles tienen un epipedón mólico como único horizonte diagnóstico, escaso desarrollo pedogenético y predominan las secuencias de tipo A-AC-C, con perfiles que no superan el metro de profundidad, texturalmente franco arenosos, en algunos casos con abundantes fragmentos gruesos. Los Entisoles tienen perfiles muy poco diferenciados (A-C ó A-AC-C) y delgados horizontes ócricos, de colores claros (10YR5/1 a 5/4 en seco), débil estructura, con moderada provisión de materia orgánica (de 0,9 a 2%).

### 3.6. **HIDROLOGÍA**

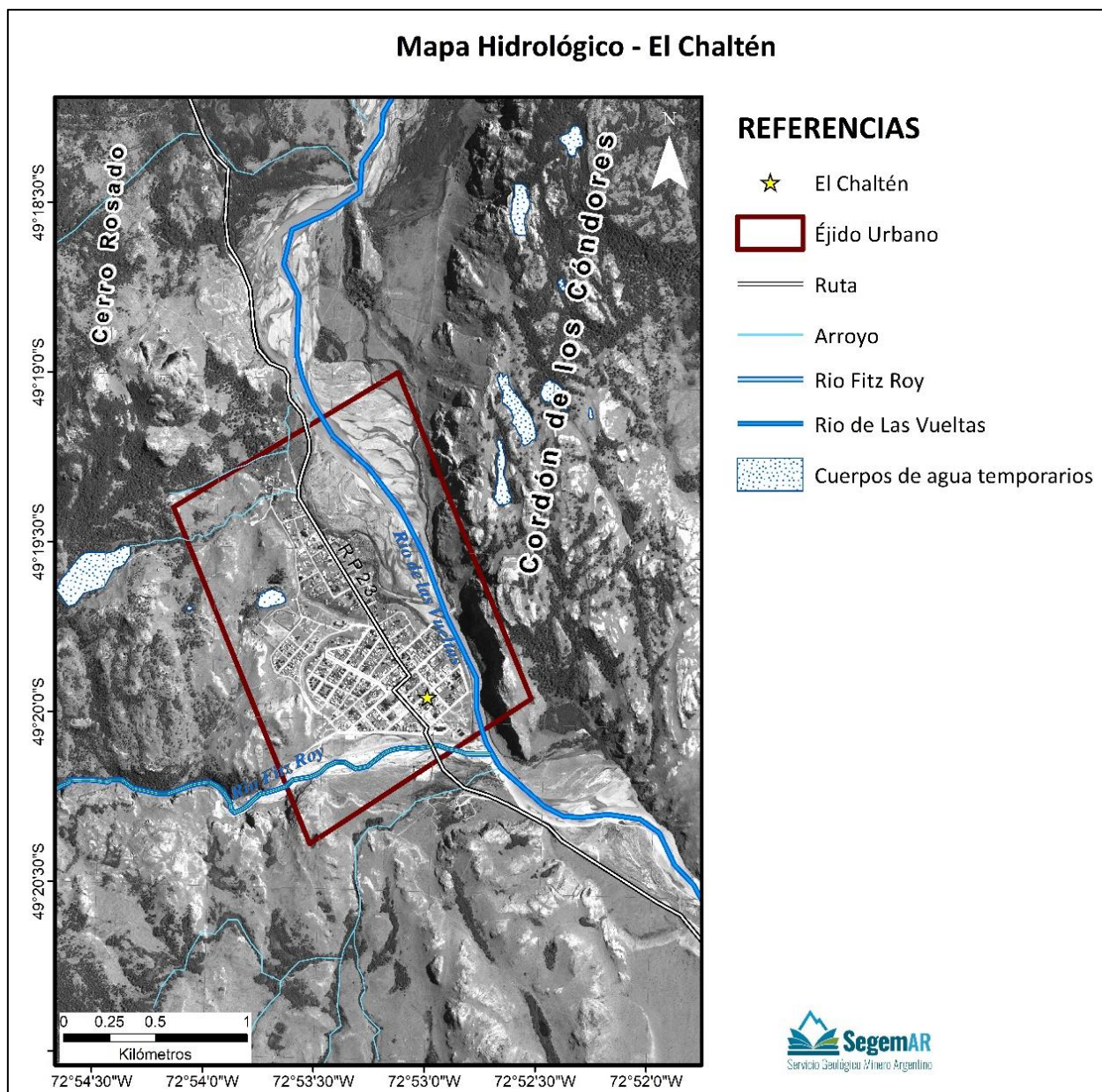
La localidad de El Chaltén está limitada al este por el río De Las Vueltas, y al sur por el río Fitz Roy, pertenecientes a la cuenca del río Santa Cruz, que desemboca en el lago Viedma.

El río De Las Vueltas es de origen glacial, y nace como desagüe del lago del Desierto, a una altitud de 506 m s.n.m. El principal afluente oriental es el río del Bosque, que tiene rumbo norte-sur, y confluye en el tramo en que el río De Las Vueltas tuerce su recorrido hacia el este para retomar nuevamente la orientación N-S antes de su desembocadura. Los afluentes del lado occidental se encauzan en artesas que drenan las cuencas lacustres asociadas con los glaciares que se desprenden del Campo de Hielo Patagónico, como el arroyo Huemul, río Cañadón de los Toros, río Milodón, río Eléctrico, río Fitz Roy, río Cóndor, río Blanco y río Chorrillo del Salto. En su tramo medio, atraviesa la laguna Cóndor. Su caudal medio es de 52,35 m<sup>3</sup>/s., teniendo sus caudales máximos a finales del verano y los mínimos en septiembre.

Su cuenca superior y media forma un estrecho valle encajonado, que se extiende en sentido noreste/sur-suroeste hasta la confluencia con el río Eléctrico, siendo su cauce de tipo meandriforme. Luego, su hábito adquiere una morfología entrecruzada, ampliándose su planicie de inundación hasta un ancho máximo de 1,5 Km, y mostrando frecuentes migraciones del cauce principal. A la altura de la localidad de El Chaltén, disminuye gradualmente la amplitud de la planicie fluvial hasta alcanzar un ancho de 100 metros, y el curso vuelve a su hábito meandriforme.



El río Fitz Roy, por su parte, se origina por deshielo, naciendo de la laguna Torre, y extendiéndose por aproximadamente 8 Km hacia el este, hasta la confluencia con el río De Las Vueltas, al sudeste de El Chaltén. El valle superior posee una planicie amplia, con un hábito entrecruzado, luego se encajona por unos 2,4 Km, hasta el extremo sudoeste de la localidad, donde se amplía la planicie, adquiriendo un hábito meandriforme.



**Figura 6:** Mapa hidrológico de la zona de El Chaltén.



## 4. PELIGROSIDAD GEOLÓGICA DE LA LOCALIDAD DE EL CHALTÉN

Los procesos geológicos constituyen todos aquellos cambios físicos y químicos que determinan una modificación de la forma superficial de la Tierra. De acuerdo al lugar donde se originan, los procesos pueden ser clasificados como exógenos, si tienen lugar en la superficie terrestre, o endógenos, si tienen lugar en el interior de la Tierra.

Los procesos de mayor relevancia observados en el área son: erosión y sedimentación, inundaciones, caída de cenizas volcánicas y procesos de remoción en masa. Dentro de ellos, el principal factor de peligrosidad geoambiental lo constituyen las inundaciones y remoción en masa (caída de rocas).

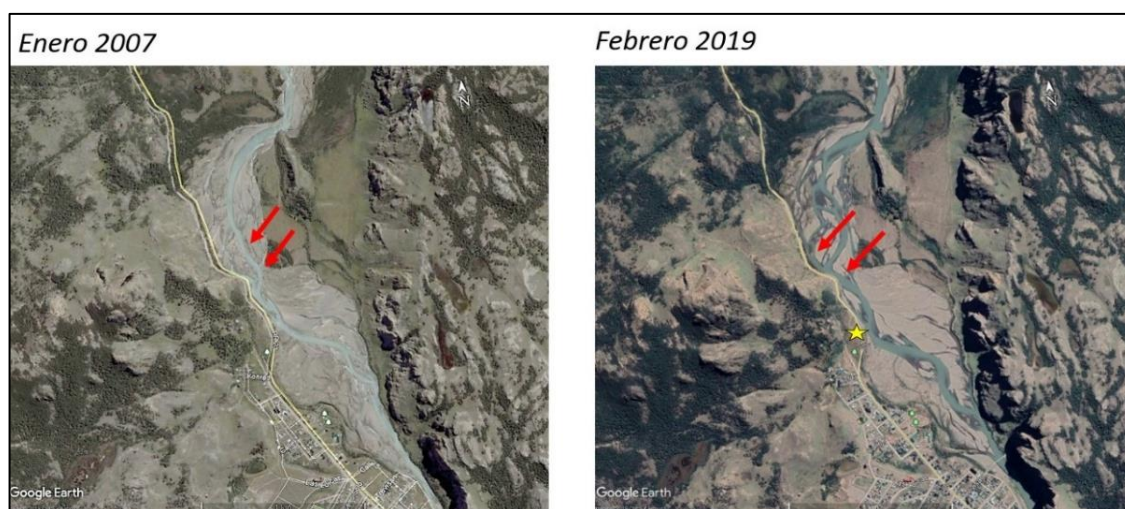
A continuación, se describen los principales procesos geológicos que fueron observados en la zona.

### 4.1. PROCESOS EXÓGENOS

#### 4.1.1. Erosión / Acreción

El principal proceso identificado en el área es el de erosión/acreción hídrica. La erosión hídrica incluye a la erosión fluvial (de fondo y lateral), procesos de cárcavamiento y erosión laminar. La erosión fluvial, asociada a las inundaciones afecta en mayor medida las obras de infraestructura localizadas en el área de estudio.

La gran potencia erosiva que evidencian los principales cursos de agua que bajan de los cordones montañosos del oeste y noroeste produce constante erosión lateral en el valle del río De Las Vueltas, afectando la ruta provincial N° 23, que conecta con el Lago del Desierto (**Figura 7** y **Figura 8**). Esta potencia erosiva obedece a las características orográficas de la región en donde se observa una gran diferencia de relieve entre el sector andino y subandino, a la presencia de tormentas estacionales que aportan gran caudal a los ríos en pocas horas y a los períodos de deshielo.



**Figura 7:** Variación temporal del cauce del río De Las Vueltas.  
(La estrella indica la ubicación de la imagen panorámica de la figura 8)



**Figura 8:** Vista panorámica del río De Las Vueltas, desde la RP23 hacia el norte.

Cabe aclarar que, dado que en muchas ocasiones los ríos erosionan lateralmente a medida que sus meandros se mueven a lo largo de la planicie de inundación, la erosión en una margen muchas veces implica una acreción simultánea en la margen que se encuentra enfrente. Los ríos de la comarca no son la excepción, por lo que en este estudio se decidió tomar como punto de referencia los márgenes lindantes con la localidad de El Chaltén.

Con el objetivo de analizar estadísticamente la variación por erosión y/o acreción de las márgenes lindantes con la localidad de El Chaltén, de los ríos Fitz Roy y De Las Vueltas. Se utilizó la extensión “DSAS” (*Digital Shoreline Analysis System*) v4.3 para ArcGIS 10.2, con la cual se realizó el estudio de los cambios ocurridos entre líneas de costa a lo largo de los años 2007, 2012, 2013, 2015, 2018 y 2019. La herramienta funciona mediante el trazado de transectas virtuales y se analizan las intersecciones entre éstas y las sucesivas líneas de costa. De todos los parámetros calculados se aplicó el denominado WLR (*weighted linear regression*), el cual proporciona la tasa de erosión/acreción considerando los datos más relevantes, ajustados a una recta de regresión lineal (Thieler *et al.*, 2009).

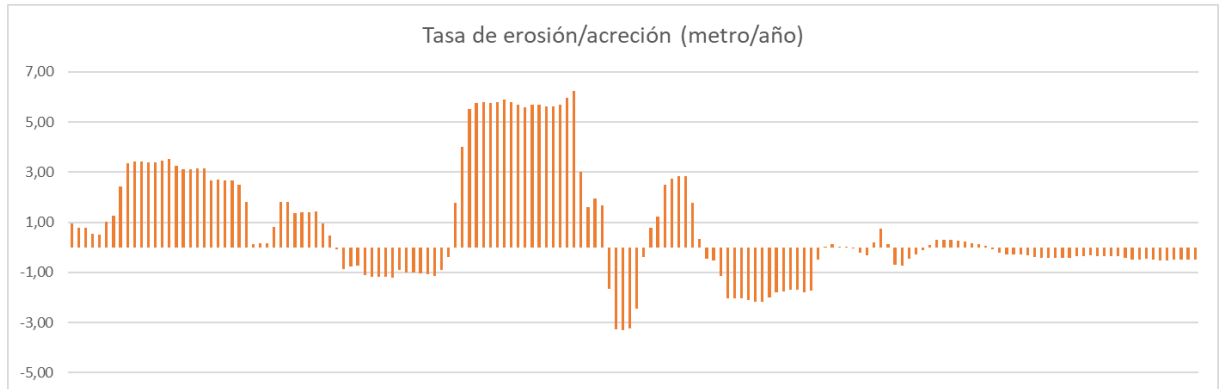
#### Río Fitz Roy

El río Fitz Roy presenta, en general, mayor número de sectores en los que la costa permanece estable o se observa acreción. Desde el extremo de la avenida Costanera Sur, hasta la confluencia con el Río De Las Vueltas, se observan en su mayoría sectores caracterizados por acreción moderada a elevada y estables, con algunos pocos sectores donde la erosión es moderada.

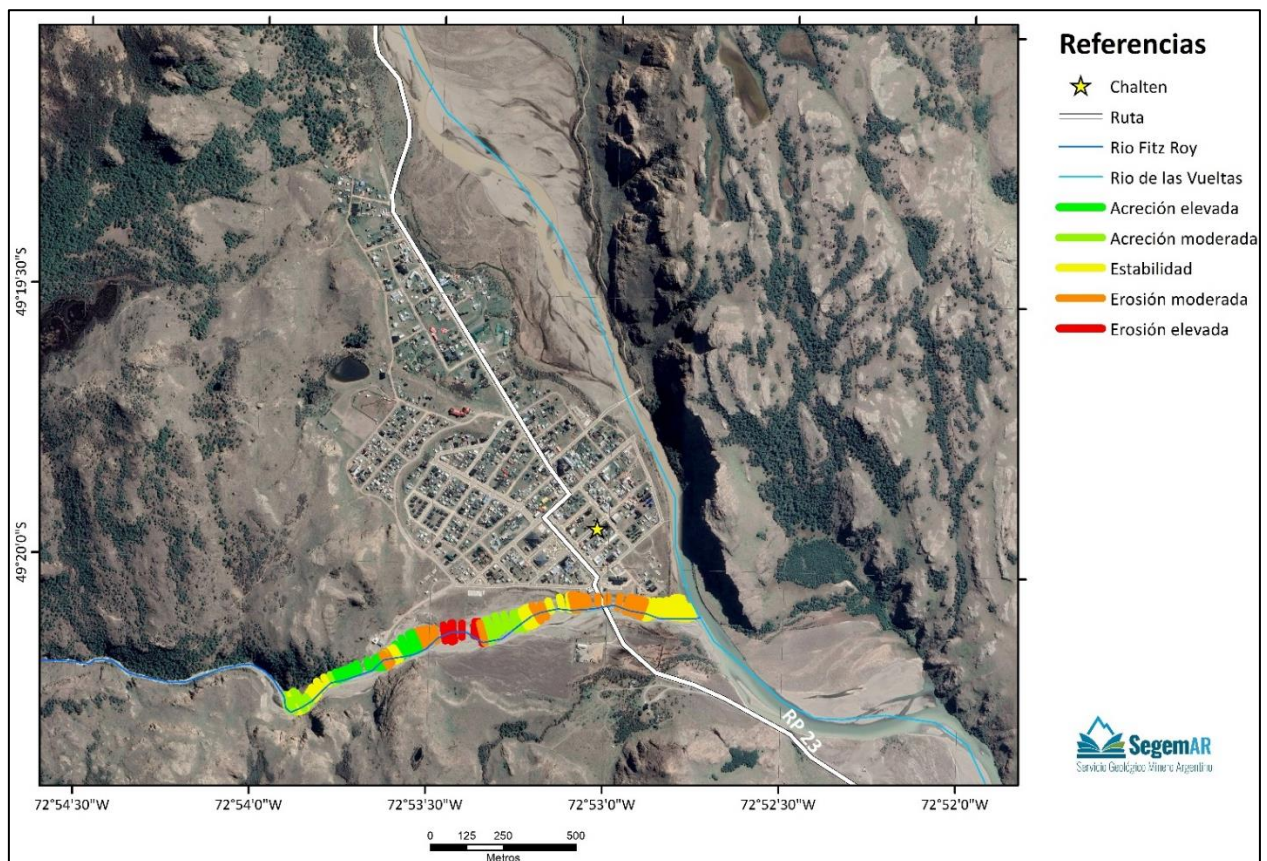
Las áreas que muestran erosión notoria se ubican en el sector central, inmediatamente al sur de la intersección de las calles Costanera Sur y Lago del Desierto, debido a la migración de un meandro del río Fitz Roy que en años anteriores se ubicaba hacia el oeste. La erosión de la costa hacia el norte en este tramo ha sido del orden de los 3 m/año. Es importante notar que los gaviones actúan como límite para la erosión, e incluso han permitido acumulación de material, estabilizando la línea de costa. Hacia el este, en las inmediaciones del puente de acceso de la RP23, se produce erosión moderada, mientras que hacia



la desembocadura y confluencia con el río De Las Vueltas las condiciones son de estabilidad (**Figura 9 y Figura 10**).



**Figura 9:** Tasas de erosión/acreción a lo largo del río Fitz Roy para el tramo considerado, de oeste a este. Los valores negativos indican erosión, mientras que los positivos indican acreción.

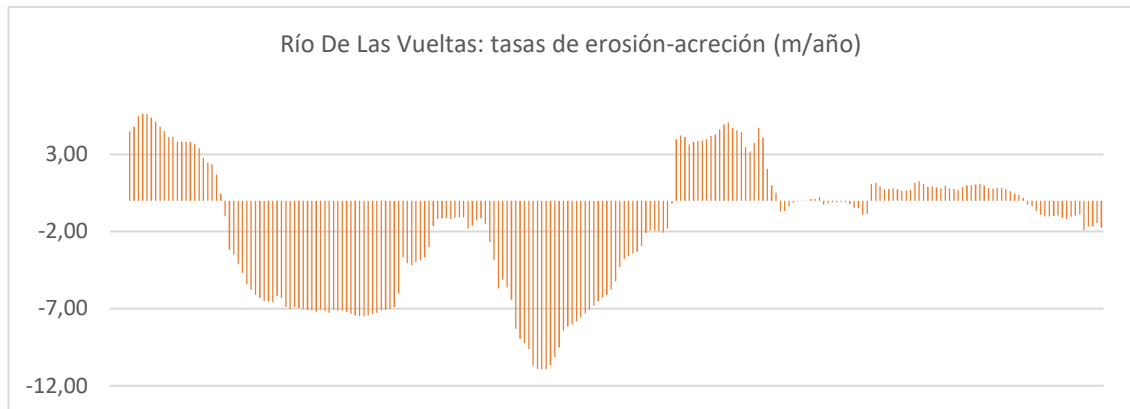


**Figura 10:** Esquema de niveles de erosión/acreción a lo largo del río Fitz Roy.

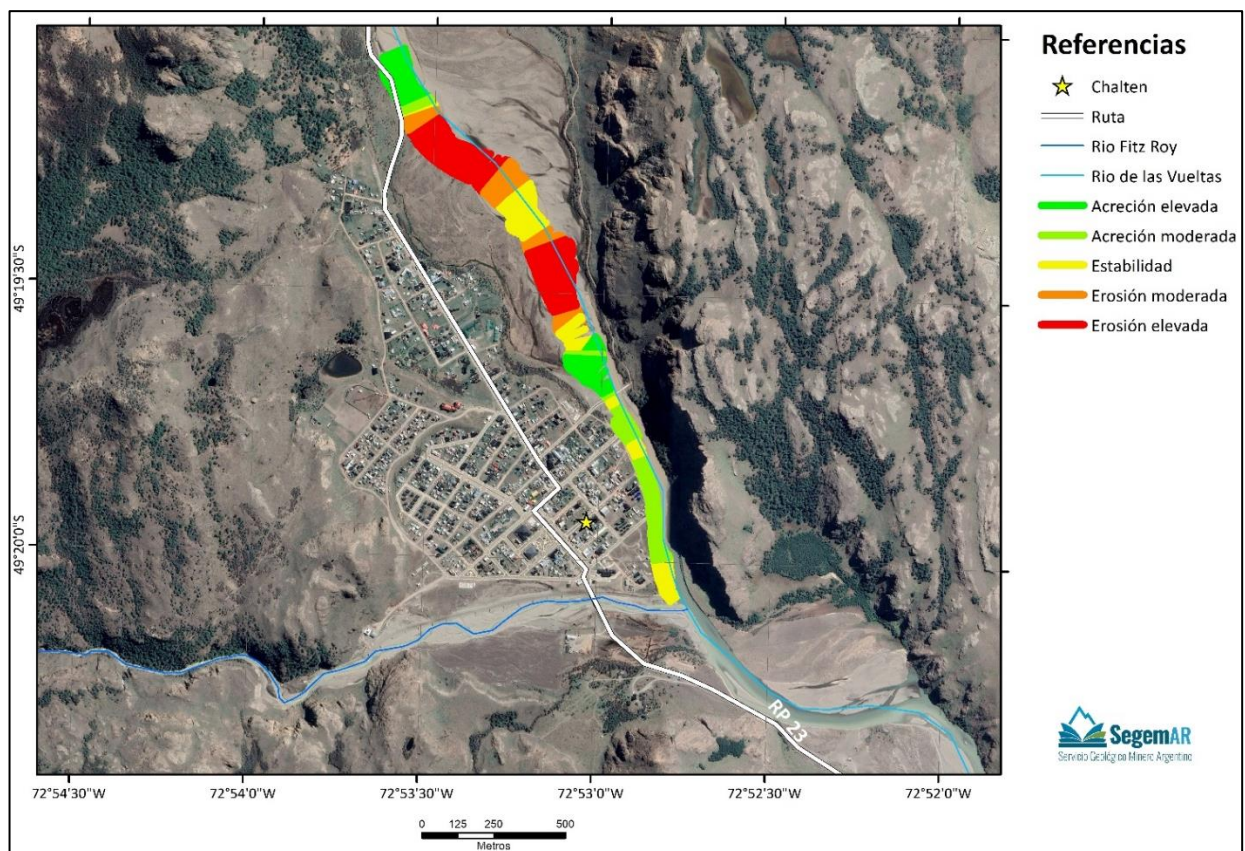
### Río De Las Vueltas

La mitad norte del tramo considerado para el río De Las Vueltas se caracteriza por ser predominantemente erosiva, comenzando con un sector lindante a la RP23 donde se observan fuertes tasas de acreción (cerca de 6 m/año), para luego pasar a un extenso tramo de la planicie de inundación

donde se observan tasas de erosión que llegan a superar los 11 m/año. Hacia el sur de este sector erosivo y hasta la desembocadura, las condiciones cambian hacia la acreción, con valores del orden de 4 m/año en el sector adyacente, lo cual coincide con un angostamiento de la planicie de inundación, en las inmediaciones del puente de la calle Trevisan. Hacia el sur, y hasta la confluencia con el río Fitz Roy, las condiciones son de estabilidad o levemente erosivas (**Figura 11** y **Figura 12**).



**Figura 11:** Tasas de erosión/acreción a lo largo del río De Las Vueltas para el tramo considerado, de norte a sur. Los valores negativos indican erosión, mientras que los positivos indican acreción.



**Figura 12:** Esquema de niveles de erosión/acreción a lo largo del río De Las Vueltas.



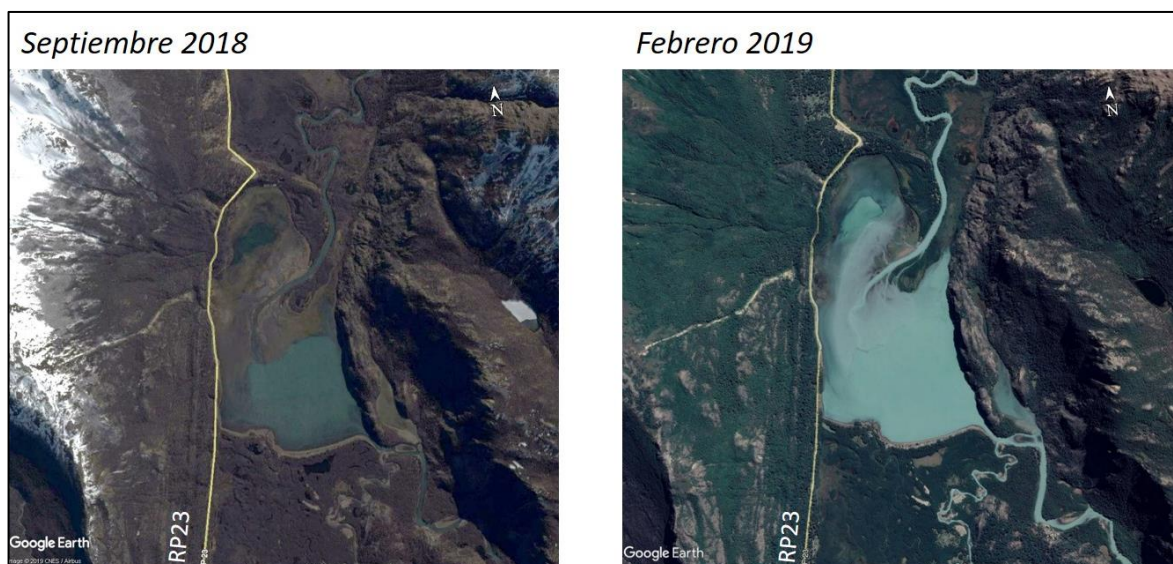
#### 4.1.2. Inundación

Las inundaciones en ambientes fluviales, o sea el desborde de cursos que abandonan el cauce y ocupan las planicies aluviales, son fenómenos naturales que implican un impacto sobre la población, cuando ésta ocupa o utiliza geoformas aledañas a los cursos fluviales. Tal es el caso de la localidad de El Chaltén, que se encuentra en una antigua terraza glacifluvial adyacente al valle del río De Las Vueltas.

Los fenómenos hidrológicos que intervienen en las inundaciones responden a procesos fluviales, dentro de los cuales se incluye el transporte de material sólido y el aumento de los caudales de los ríos, como producto de la combinación de fuertes nevadas seguidas de un aumento de temperatura y/o la ocurrencia de intensas lluvias.

Los materiales que acarrear todos estos cursos son esencialmente gruesos (gravas, rodados y bloques) y contienen una proporción alta de materiales glaciarios y glacifluviales retrabajados por la acción de las aguas. Suelen presentar una matriz arenogravillosa, con subordinada participación de limos y estructuras sedimentarias groseramente definidas por las gravas (estratificación entrecruzada y laminación).

El potencial erosivo de los cursos fluviales se incrementa considerablemente durante los picos de crecida, afectando puentes, rutas y otras infraestructuras. En el área de estudio se pueden mencionar ejemplos tales como el descalce del puente sobre el río Eléctrico (fuera del área de estudio) y del puente de la RP23 sobre el río Fitz Roy, en el acceso a la localidad de El Chaltén. Asimismo, se observa un incremento en el nivel de la laguna Cóndor durante los meses de verano, que afecta en forma periódica el tránsito sobre la RP23 hacia el Lago del Desierto (**Figura 13**).

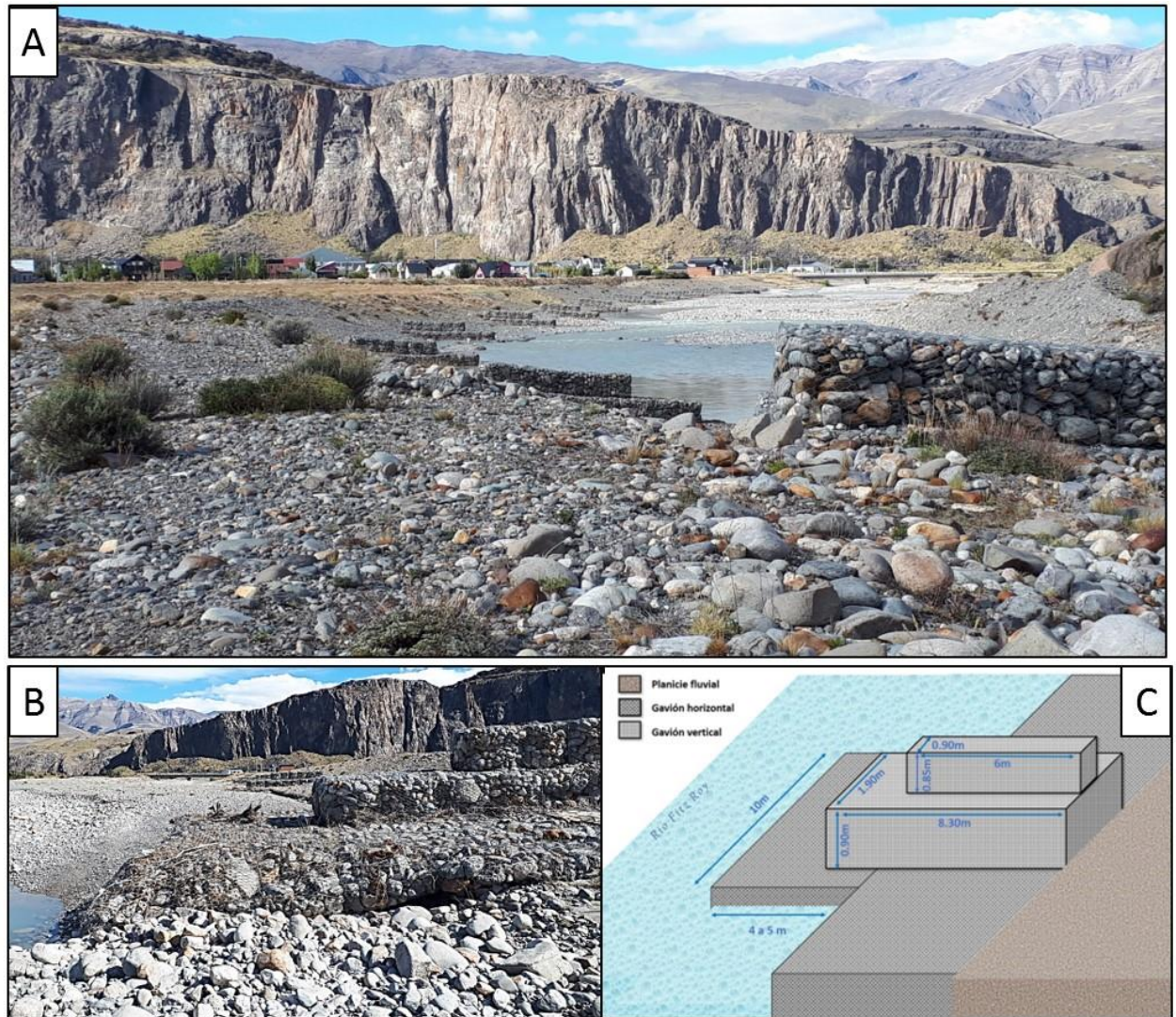


**Figura 13:** Variaciones estacionales del nivel de la Laguna Cóndor.

En el caso del río Fitz Roy, y dada su cercanía al sector urbano, en el año 2008 se han colocado una serie de 16 gaviones perpendiculares al cauce sobre la margen izquierda, cada uno con tres niveles

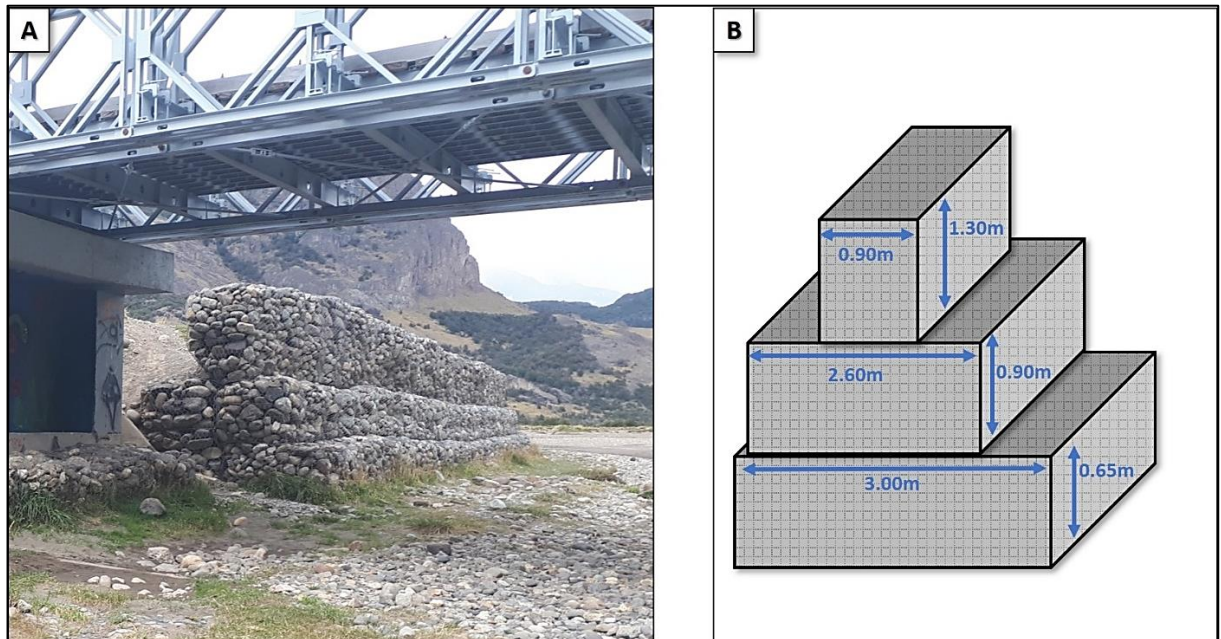
verticales (**Figura 14**), y separados entre sí cada 40/45 metros por un gavión horizontal de entre 20 y 30 cm de altura, sobre la planicie aluvial. En la margen derecha se instaló únicamente un nivel de gaviones horizontal de ancho variable.

De igual forma, en el caso del río De Las Vueltas, se establecieron gaviones en tres niveles sobre la margen derecha, en el sector lindante al casco urbano (**Figura 15**).



**Figura 14:** Gaviones sobre planicie del río Fitz Roy. A: Vista de los gaviones hacia el este. B: Gavión de tres niveles. C: Dimensiones de los gaviones.





**Figura 15:** Gaviones en la planicie del río De Las Vueltas. A: Vista hacia el norte, desde debajo del puente. B: detalle de dimensiones de los gaviones.

#### 4.1.3. Remoción en Masa

También conocidos como movimientos de ladera, constituyen los procesos geomorfológicos más importantes del sector de mayores pendientes del área de estudio. La ocurrencia de procesos de remoción en masa en esta zona responde a la combinación de varios factores, tales como altas pendientes, elevado porcentaje de afloramientos rocosos, abundante provisión de materiales detríticos gruesos, altas tasas de erosión y elevada participación de procesos gravitacionales, así como la sucesión de precipitaciones o la generación de movimientos sísmicos. Además, el retroceso significativo de los glaciares genera que las laderas anteriormente englazadas se relajen e inestabilicen, favoreciéndose los mismos, tanto en materiales no consolidados como en sustrato rocoso, determinando la continuidad en el tiempo del equilibrio inestable.

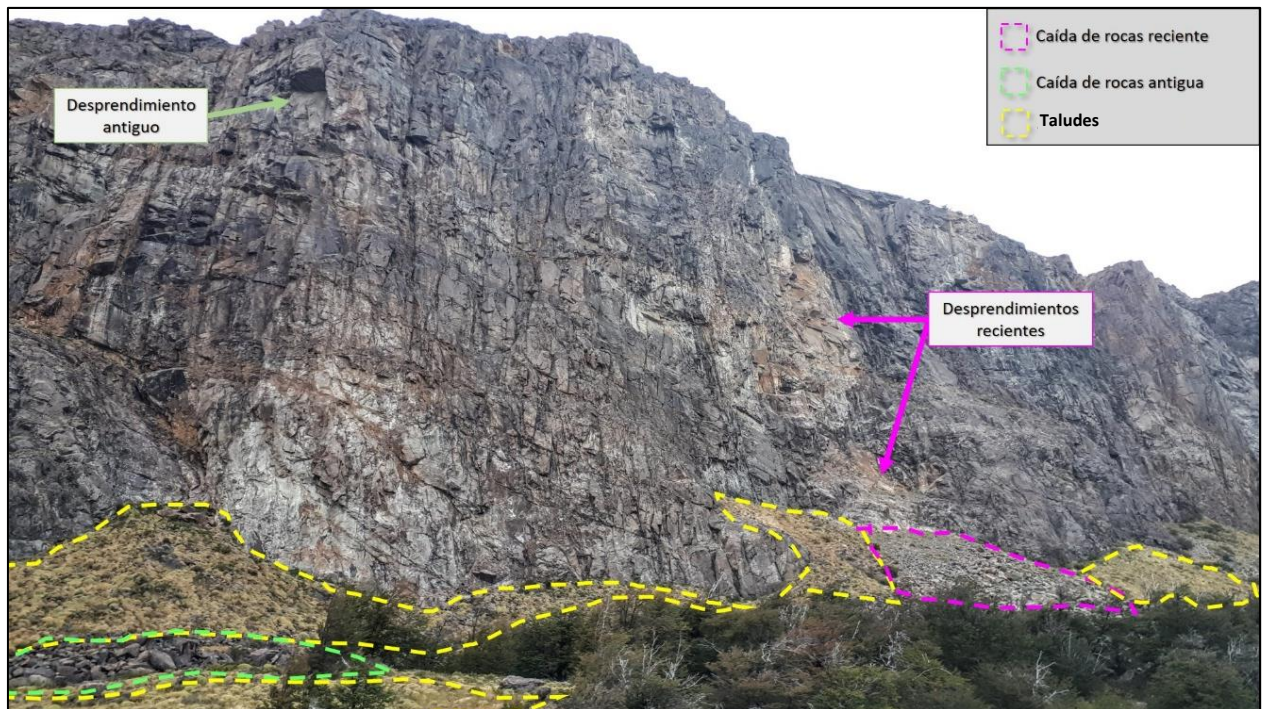
Siguiendo la tipología de movimientos de remoción en masa propuesta por Varnes (1978), se reconocen los siguientes procesos:

**Caída de rocas:** el proceso tiene lugar en paredones verticales a subverticales, conformados por materiales fracturados o con un marcado control estructural con planos a favor de la pendiente, que durante las lluvias se ven sometidos a un aumento de presión en sus discontinuidades (fracturas, diaclasas), facilitando el desprendimiento y caída de rocas. Esta situación es visible frente a la localidad de El Chaltén, en el macizo rocoso del Cordón de los Cóndores, donde se observan varios niveles de caídas de bloques de entre 1 y 3,5 metros de diámetro, sobre abanicos coluviales que evidencian episodios de distinta antigüedad debido a diferencias en la cobertura vegetal (**Figura 16** y **Figura 17**). Cabe destacar un importante episodio ocurrido en el año 2013, en el cual se desprendió un volumen de roca dejando al descubierto una zona de arranque de aprox. 50 m de alto por 30 m de ancho, revelando roca fresca de

coloración castaña rojiza. Similar situación se presenta sobre la margen derecha del río Fitz Roy, a la altura de la planta recicladora, afectando la planicie fluvial subyacente.



**Figura 16:** Detalle de superficie de arranque sobre la ladera oeste del Cordón de los Cóndores: Al pie, los bloques caídos.



**Figura 17:** Caídas de roca sobre la ladera oeste del Cordón de los Cóndores.



Otro escenario de generación de caídas de rocas lo constituye el corte de los macizos rocosos para el trazado de los caminos, que deja al descubierto rocos altamente diaclasados, como en el caso de la RP23, al sur de la localidad (**Figura 18**), y a la altura de la confluencia del río Eléctrico con el río De Las Vueltas (fuera del área de estudio).



**Figura 18:** Caída de rocas sobre la traza de la RP23.

Flujos densos: se encuentran principalmente flujos de detritos, asociados a la acción fluvial en los abanicos aluviales y conos de deyección. En la zona de estudio, se desarrollan escasos flujos de pequeñas dimensiones, localizados en los macizos rocosos que rodean la localidad de El Chaltén. Estas unidades no se grafican en el mapa debido a la escala de trabajo.

## 4.2. **PROCESOS ENDÓGENOS**

### 4.2.1. Sismicidad

En la región, la subducción se produce por el encuentro de tres placas: Sudamericana, Antártica y Scotia (Stern, 2004). Al ser un área extensa y poco poblada, la región cuenta con un registro sísmico escaso, por lo que se subestima su sismicidad aun cuando se presentan escarpas, meandros truncados, cambios de canales de flujo, entre otros, que evidencian actividad neotectónica. Los procesos tectónicos que actúan en la zona de estudio están influenciados por la convergencia entre las placas Sudamericana y Antártica, a una tasa de 2 cm por año (Stern, 2004), los que generan sismicidad en la zona.

Para definir la peligrosidad sísmica del área, se consultaron los principales bancos de datos tanto nacionales (INPRES) como internacionales (USGS - United States Geological Survey).

Según la clasificación del INPRES, el área estudiada se encuentra en una región de reducida actividad sísmica, correspondiendo a la zona 1, dentro de la zonificación sísmica del país con 0,10g de aceleración

del suelo. En cuanto a los sismos en la provincia de Santa Cruz, solo hay registros entre los años 2013 y 2016, los cuales poseen una magnitud entre 2,7 y 3,8 en la escala de Richter (**Tabla 1**).

FECHA	LATITUD	LONGITUD	PROFUNDIDAD (KM)	MAGNITUD	EPICENTRO	INTENSIDAD (MERCALLI MODIFICADA)
12/04/2016	-50,600	-71,325	33	3,0	185 Km al NO de Río Gallegos, 511 Km al N de Ushuaia, 72 Km al SE de El Calafate y a 180 Km al SE del área de estudio	Grado II a III (dos a tres) en El Calafate
26/03/2016	-51,008	-72,269	20	3,6	58 Km al N de Río Turbio, 76 Km al S de El Calafate, 208 Km al S de Lago San Martín y a 190 Km al SSE del área de estudio	
24/01/2013	-50,388	-72,623	20	2,7	-	
23/01/2013	-50,416	-72,104	30	3,4	20 Km al S de El Calafate y a 133 Km al SE del área de estudio	Grado II a III (dos a tres) en El Calafate
16/01/2013	-50,491	-72,600	35	3,8	30 Km al SO de El Calafate y a 130 Km al SSE del área de estudio	Grado III (tres) en El Calafate
12/01/2013	-50,496	-72,393	70	3,6	20 Km al SSO de El Calafate y a 133 Km al SSE del área de estudio	Grado III (tres) en El Calafate

**Tabla 1:** Sismos registrados por el INPRES en la provincia de Santa Cruz.

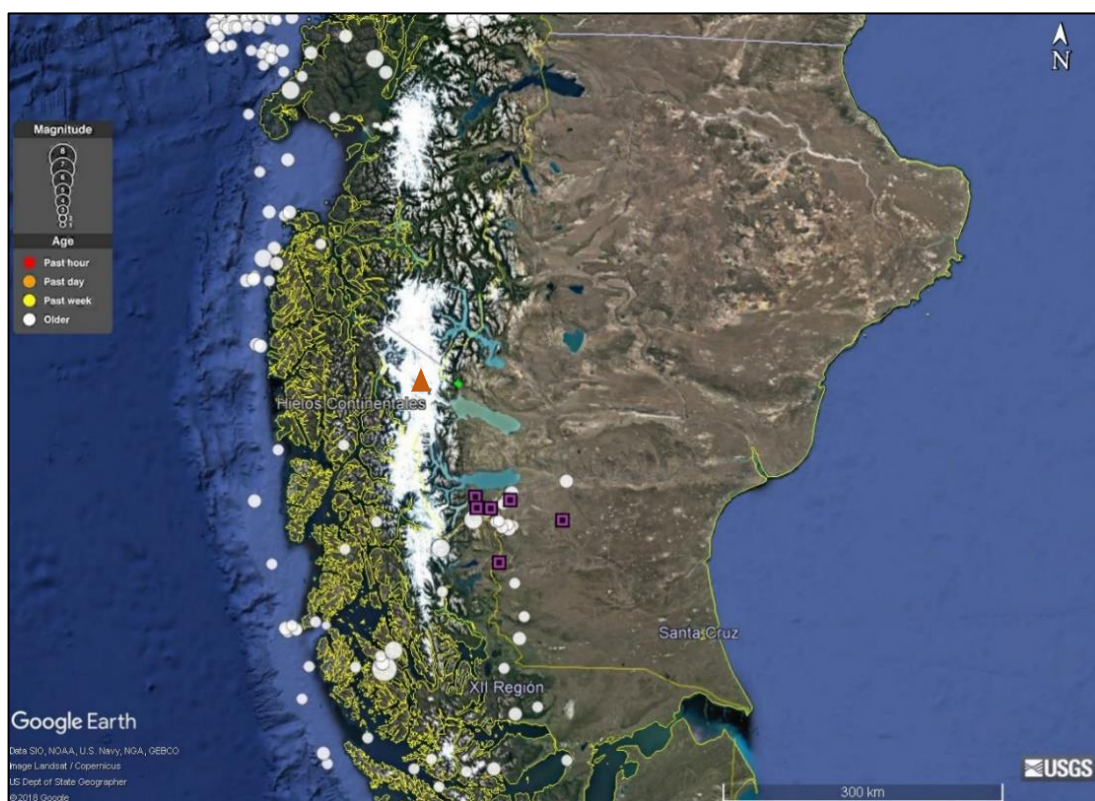
Los sismos significativos registrados instrumentalmente, de acuerdo a los datos recogidos del USGS, se listan en la **Tabla 2**.

FECHA	LATITUD	LONGITUD	PROFUNDIDAD (Km)	MAGNITUD	EPICENTRO
02/04/2019	-51,210	-72,047	10,0	4,8	45 Km NNE del Yacimiento Río Turbio
12/12/2018	-50,626	-74,124	17,2	4,7	134 Km OSO de El Calafate
10/06/2015	-50,622	-72,281	16,9	4,2	31 Km S de El Calafate
18/12/2008	-51,295	-73,147	48,6	4,2	Magallanes y Antártida Chilena, Chile
17/12/2006	-50,542	-72,471	10,0	4,6	Santa Cruz
05/07/2005	-50,668	-72,074	22,4	4,9	Santa Cruz
28/06/2005	-50,655	-72,148	10,0	4,6	Santa Cruz
5/10/2004	-50,627	-72,296	28,2	4,7	Santa Cruz
07/09/2004	-50,686	-72,237	25,9	4,9	Santa Cruz
31/08/2004	-50,630	-72,327	19,2	4,7	Santa Cruz
30/08/2004	-50,695	-72,137	24,7	5,1	Santa Cruz
09/04/1999	-50,463	-72,226	33,0	4,3	Santa Cruz
27/05/1998	-51,526	-71,900	33,0	4,5	Santa Cruz
30/07/1992	-50,357	-72,095	10,0	5,5	Santa Cruz
25/01/1992	-50,421	-72,158	33,0	5,1	Santa Cruz
29/06/1987	-51,736	-71,973	10,0	5,0	Santa Cruz
10/09/1986	-50,240	-71,290	33,0	5,0	Santa Cruz
24/05/1960	-50,88	-73,157	15,0	6,0	Sur de Chile
08/04/1959	-50,612	-72,666	15,0	6,1	Santa Cruz

**Tabla 2:** Sismos registrados por USGS en la provincia de Santa Cruz y el sector aledaño de la República de Chile.

En la **Figura 19** se distingue que el epicentro del sismo más cercano al área de estudio se localiza a 124 Km al SE con una magnitud de 5,5 en la escala de Richter producido el 30/07/1992, mientras que el de mayor magnitud (6,1) se registró a 146 Km al sur de El Chaltén, ocurrido el 08/04/1959.

Cabe aclarar que la peligrosidad de los movimientos sísmicos, no solo se encuentra asociada a sus efectos directos sobre la infraestructura a partir de su movimiento ondulatorio o por procesos de licuefacción de los materiales, sino también, se deben tener en cuenta sus efectos indirectos como disparador de fenómenos de movimientos de remoción en masa afectando a localidades cercanas.



**Figura 19:** Sismos registrados en la región (Triángulo marrón: área de estudio. Cuadrados violetas: sismos registrados por el INPRES. Círculos blancos: sismos registrados por el USGS).

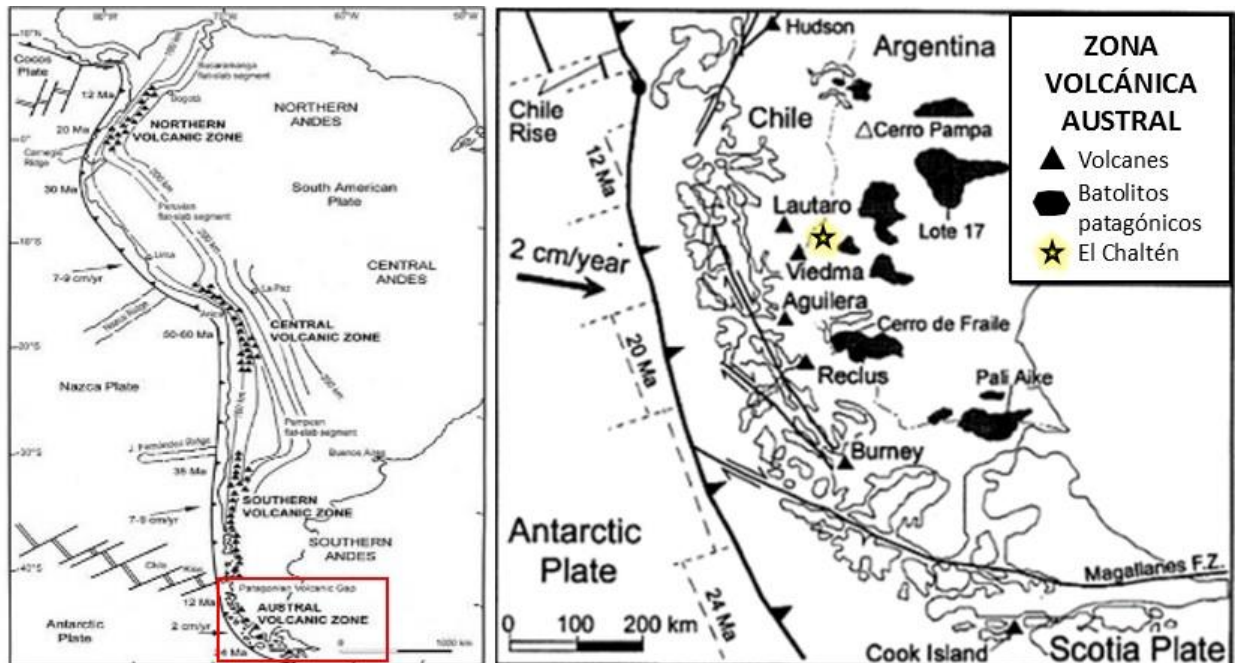
#### 4.2.2. Volcanismo

La región estudiada está ubicada en una zona de volcanismo cuaternario activo vinculado con la subducción de la placa Antártica por debajo de la placa Sudamericana, y está incluida según Stern (2004) dentro de la Zona Volcánica Austral (ZVA) que se extiende entre los 49° y 55°S (**Figura 20**). Está separada de la Zona Volcánica Sur (ZVS) por un *gap* o silencio volcánico que comienza al sur del Punto Triple de Aysén (46,5-49°S), y resulta de la subducción de la litósfera oceánica, por debajo de la continental a una velocidad de 2-3 cm/año.

Este segmento se caracteriza por un extenso volcanismo de retroarco. La ZVA incluye 6 volcanes activos (**Tabla 3**) que consisten en 5 estratovolcanes (Lautaro, 49°S; Viedma; Aguilera, 55°S; Reclus, 50°S



y Monte Burney, 52°S) y un complejo de domos y flujos lávicos (Islas Cook o Fueguino), además de un campo volcánico de retroarco (Pali-Aike). El único volcán que estaría localizado completamente en territorio argentino sería el Volcán Viedma, cuya ubicación precisa es todavía incierta. Se consideran **volcanes activos** a aquellos que han hecho erupción durante el Holoceno (aproximadamente últimos 10.000 años, según Simkin y Siebert (1994).



**Figura 20:** Izquierda: Mapa de la Placa Sudamericana y las placas oceánicas circundantes. (Tomado de Stern, 2004). El recuadro rojo señala la ZVA. Derecha: Mapa de la ZVA, con la ubicación de los volcanes activos y los afloramientos de basaltos de retroarco (Tomado de Stern, 2004).

Los volcanes de la ZVA se encuentran ubicados en áreas remotas, lejos de poblaciones y no se encuentran monitoreados. Debido a esto, no se han estudiado con profundidad y se conoce muy poco sobre sus características, actividad e historia eruptiva. Según Stern (2004), la única erupción confirmada es la del volcán Lautaro en 1959-60. Sin embargo, a partir del estudio de depósitos de tefra se han reconocido numerosas erupciones explosivas para la mayoría de estos volcanes durante el Holoceno, y se han identificado al menos 4 grandes erupciones explosivas (volumen > 2,5 Km<sup>3</sup>) provenientes de los volcanes Monte Burney, Reclus y Aguilera durante el Holoceno-Pleistoceno tardío (Stern 1990; Kilian et al., 2003).

NOMBRE	UBICACIÓN	LATITUD	LONGITUD	ESTADO	TIPO	COMPOSICIÓN	IP	DISTANCIA (Km)
Hudson	Chile	-45,9	-72,97	Histórico	Complejo Volcánico	Basáltico-Andesítico	12	374
Lautaro	Chile	-49,02	-73,55	Histórico	Estratovolcán	Dacítico	7	55
Viedma	Argentina	-49,36	-73,28	Histórico	Volcán subglaciar	Dacítico	6	30
Aguilera	Chile	-50,33	-73,75	Holoceno	Estratovolcán	Dacítico	7	130
Reclus	Chile	-50,96	-73,58	Histórico	Estratovolcán	Dacítico	4	192
Monte Burney	Chile	-52,33	-73,4	Histórico	Estratovolcán	Andesítico-Dacítico	11	340



NOMBRE	UBICACIÓN	LATITUD	LONGITUD	ESTADO	TIPO	COMPOSICIÓN	IP	DISTANCIA (Km)
C. Volc. Pali-Aike	Chile-Arg	-52	-70	Holoceno	Conos de escoria	Basáltico	3	360
Fuegoينو	Chile	-54,95	-70,27	Histórico	Domos y conos	Andesítico	3	654

**Tabla 3.** Lista de volcanes de la ZVA. La columna IP corresponde al Índice de peligrosidad. Distancia corresponde a la distancia entre el volcán y el área de estudio.

Se describen a continuación, los volcanes que podrían afectar al área de estudio:

El **volcán Hudson** (45,9° S-72,97° O, 1.905 m s.n.m.; Distancia 374 Km), ubicado en el extremo sur de la ZVS, presenta numerosas erupciones holocenas e históricas de gran magnitud. Entre ellas la erupción H1, de edad holocena, que afectó la Patagonia entera y en particular la provincia de Santa Cruz. Por esto se incluye a este volcán entre los volcanes que podrían afectar el área de estudio, aunque no pertenece a la ZVA. Se trata de una caldera circular de 10 Km de diámetro desarrollada en un alto del Batolito Patagónico. Hacia el N y S del Hudson se desarrollan conos monogénicos. Los productos extra-caldera incluyen espesos depósitos de lahares, con intercalaciones subordinadas de coladas de lava y depósitos de flujos piroclásticos. Las coladas post-caldera son escasas. Hacia el sur se reconocen espesos depósitos piroclásticos relacionados con las erupciones subplinianas y plinianas recientes. La composición de sus productos varía de basaltos a dacitas con características calcoalcalinas (Gutierrez *et al.*, 2005; Smithsonian GVP, 2015).

FECHA	IEV	REGISTRO
2011 Oct-Nov	2	Observaciones Históricas
1991 Ago-Oct	5	Observaciones Históricas
1971 Ago-Sept	3	Observaciones Históricas
1891	-	Observaciones Históricas
1740 ± 150 a	-	Dataciones C <sup>14</sup>
0860 ± 100 a	-	Dataciones C <sup>14</sup>
0390 ± 150 a	-	Dataciones C <sup>14</sup>
0120 BCE ± 200 a	-	Dataciones C <sup>14</sup>
0790 BCE ± 75 a	-	Dataciones C <sup>14</sup>
1890 BCE (?)	6	Dataciones C <sup>14</sup>
2250 BCE	-	Dataciones C <sup>14</sup>
3890 BCE ± 500 a	-	Dataciones C <sup>14</sup>
4750 BCE (?)	6	Dataciones C <sup>14</sup>
4960 BCE ± 150 a	-	Dataciones C <sup>14</sup>
8010 BCE (?)	-	Dataciones C <sup>14</sup>

**Tabla 4.** Registro eruptivo del volcán M. Hudson. IEV: Índice de explosividad volcánica; BCE (Before Common Era equivalente a AC Antes de Cristo o Antes de la Era Común) (Tomado de Smithsonian GVP, 2015).

El **volcán Lautaro** (49,02°S-73,55°O, 3.607 m s.n.m., Distancia: 55 Km) es el volcán más activo de la ZVA, con numerosos reportes de erupciones históricas (**Tabla 5**). Es un estratovolcán parcialmente cubierto por el hielo, ubicado en los Hielos Continentales. Si bien se halla en un 90% cubierto por hielo, se ha reconocido un cono adventicio en su ladera occidental y un cráter de explosión de 1 Km de diámetro hacia su flanco N (González Ferrán, 1995; Smithsonian GVP, 2015). Su cima se encuentra 100 metros por encima de la superficie de los hielos. Sus productos incluyen andesitas y dacitas (<67%SiO<sub>2</sub>), además de

depósitos piroclásticos. Según dataciones (K/Ar), se estimó el inicio de su actividad hace ~0,17 Ma (Orihashi *et al.*, 2004), tratándose de un complejo de domos dacíticos con presencia de flujos de bloques y cenizas. A partir del análisis de fotografías aéreas se reconocen además depósitos de tefra sobre los hielos continentales.

FECHA	IEV	REGISTRO	UNIDAD O ÁREA DE ACTIVIDAD
1979 Mar 8	2	Observaciones Históricas	-
1978 Jun	-	Observaciones Históricas	-
1972	-	Observaciones Históricas	-
1961 Oct	2	Desconocido	Erupción Incierta
1959 Dic. 28	2	Observaciones Históricas	-
1945 Ene 15	1	Observaciones Históricas	-
1933 Feb	2	Observaciones Históricas	-
1879	-	Desconocido	Volcán Incierto, entre lagos San Martín y Viedma
[1878 Ene 18]	1	E. Incierta	-
1876 Oct	2	Observaciones Históricas	-

**Tabla 5.** Registro eruptivo histórico del volcán Lautaro. IEV: Índice de explosividad volcánica (Tomado de Smithsonian GVP, 2015).

El **volcán Viedma** (49,358°S-73,28°O, 1.500 m s.n.m., Distancia: 30 Km) es un volcán dacítico subglacial localizado en los Hielos Continentales, al NO del lago Viedma, en las nacientes del glaciar homónimo (Kilian, 1991; González Ferrán, 1995). Este volcán, cuya ubicación no se conoce con precisión, fue originalmente reconocido por Lliboutry (1956), al examinar fotografías aéreas de la zona tomadas en 1946, a partir de depósitos de tefra sobre el hielo glaciario. Posteriormente Shipton (1960) accedió a la zona e identificó al supuesto volcán Viedma como un nunatak glaciario compuesto por rocas metamórficas. En 1988, Kilian (1991) reconoció evidencias de actividad freatomagmática al sur del nunatak, volviéndose a reconocer al Viedma como un volcán. Esta erupción generó depósitos de ceniza y pómez sobre los hielos y un lahar que alcanzó el lago Viedma (Smithsonian GVP, 2015), y una extensa superficie del glaciar fue fundida por la erupción, generando canales de hasta 35 m de profundidad en el hielo (González Ferrán, 1995).

El **volcán Aguilera** (50,33°S-73,75°O, 2.546 m s.n.m., Distancia: 130 Km) es un estratovolcán dacítico ubicado en los Hielos Continentales, localizado al oeste de Lago Argentino y en la costa NO del Fiordo Peel. Está compuesto por coladas de lava y rocas piroclásticas de composición dacítica (~63,1% SiO<sub>2</sub>) (Harambour, 1988; Kilian, 1991). No existen estudios detallados de este centro volcánico.

El **volcán Reclus** (50,964°S-73,585°O, 1.000 m s.n.m., Distancia: 192 Km) es un estratovolcán parcialmente cubierto por hielo, ubicado en los Hielos Patagónicos, al sur del glaciar Amalia. Fue localizado con precisión en 1987 (Harambour, 1988). El edificio volcánico posee un diámetro basal máximo de 2.000 m y en la base se reconocen afloramientos de coladas dacíticas subhorizontales. La porción superior emerge 600 m por encima del glaciar y consiste en un cono piroclástico de color pardo rojizo a violáceo. Presenta un cráter de 1 Km abierto hacia el NO, relleno con hielo. Se desarrolla un drenaje radial centrífugo labrado en los piroclastos, y presenta escasas evidencias de erosión glaciaria (Harambour, 1988; González Ferrán, 1995). Sus productos incluyen coladas lávicas y depósitos piroclásticos de

composición dacítica (Harambour, 1988; Corbella y Lara, 2008; González Ferrán, 1995). Respecto a su edad, presenta actividad desde el Pleistoceno.

El **Monte Burney** ( $52,33^{\circ}\text{S}$ - $73,4^{\circ}\text{O}$ , 1.758 m s.n.m., Distancia: 340 Km) se ubica a los  $52^{\circ}\text{S}$  en la Península de Muñoz Gamero en Chile, aproximadamente 200 Km al NO de la localidad de Punta Arenas y 434 Km de la ciudad de Ushuaia. Es un estratovolcán parcialmente cubierto por hielo, caracterizado por un pequeño cráter cuspidal y un flanco N muy empinado cuyo origen podría deberse tanto a erosión glaciaria, como a una explosión lateral o colapso del edificio (Stern, 2008). El edificio volcánico estaría integrado por un complejo estrato-caldera basal, sobre el cual se desarrolló un estratovolcán interno. Stern (2008) y Smithsonian GVP (2015) describieron el desarrollo de una amplia planicie hacia el NE, E y SE del volcán generada por flujos piroclásticos holocenos de espesor mayor a 5 m, además de afloramientos de coladas altamente erosionadas engolfados en los depósitos piroclásticos. Si bien no existen dataciones de las coladas, por su intenso grado de erosión glaciaria, serían pre-holocenos. González Ferrán (1995) y Smithsonian GVP (2015) mencionaron el desarrollo de centros efusivos adventicios, así como el desarrollo de una avalancha de detritos que se desplazó hacia el SSO. La composición de sus productos es andesítica a dacítica (Stern, 2008; Stern y Kilian, 1996, Corbella y Lara, 2008).

Los productos piroclásticos derivados de la actividad de estos volcanes se acumularon en el ámbito de estudio como resultado de las caídas de tefras (lapilli y cenizas), que han sido retenidas por la humedad de los suelos y la vegetación arbórea de la zona occidental y participan de los materiales originarios de los suelos, junto con los provenientes de los procesos eólicos, fluviales, aluvio-coluviales y glaciarios. Es posible reconocer capas de tefra en varios sectores del área de estudio, de algunos centímetros de espesor, intercaladas entre los horizontes de los suelos, encontrándose en algunos sitios varias capas superpuestas (**Figura 21**). A pesar de su generalizada distribución, por su escaso espesor no han sido diferenciadas en el mapa geológico.



**Figura 21:** Niveles de tefra. Izquierda: sobre el sendero a la laguna Torre. Derecha: sobre la RP23 en el extremo norte de El Chaltén.



### 4.3. ZONIFICACIÓN DE PELIGROSIDAD

En este apartado se analizan los procesos de peligrosidad geológica que afectan el área de estudio. Para tal fin se confeccionaron mapas de susceptibilidad a los movimientos en masa, y a las inundaciones.

La peligrosidad geológica se describe como la probabilidad de ocurrencia dentro de un período de tiempo determinado y en un área específica de un fenómeno potencialmente perjudicial. Estrechamente relacionada con la peligrosidad se halla la susceptibilidad, que expresa la facilidad con que un fenómeno puede ocurrir sobre la base de las condiciones locales del terreno. De esta forma, en el estudio de la susceptibilidad geológica se analizan los factores pasivos o condicionantes y activos o disparadores. Una mención especial serían aquellos efectos encadenados donde la ocurrencia de un proceso de remoción en masa podría gatillar otro proceso geológico, como ser una inundación aguas abajo.

#### 4.3.1. Susceptibilidad a la Remoción en Masa

La metodología empleada para la obtención del modelo resulta de la combinación de varios factores que se basan en la medición de indicadores morfodinámicos y su distribución espacial.

Los factores pasivos (FP) o condicionantes son los inherentes al terreno, mientras que los activos (FA) son los factores que pueden actuar como disparadores de procesos geológicos.

El grado de susceptibilidad “S” a los movimientos para este modelo estará dado por el producto entre los factores pasivos, multiplicados por un peso “Pi” asignado a cada uno, y los factores activos (Fernández, 2017):

$$S = \frac{\sum_i^n (F P_i * P_i)}{n} * \frac{\sum_j^m F A_j}{m}$$

Los factores pasivos considerados para el modelo fueron el tipo de litología, la geomorfología, el grado de pendiente y el índice de rugosidad de Melton. Los primeros tres parámetros son habitualmente utilizados en la mayoría de los modelos de susceptibilidad mientras que el último surge del análisis estadístico realizado por Fernández y Puchulu (2015) en donde se corroboró su importancia en la generación de procesos de remoción en masa. Para la descripción de la litología y geomorfología se analizaron imágenes satelitales y referencias bibliográficas, las que fueron corroboradas mediante tareas de campo. Asimismo, la pendiente e índice de rugosidad se determinaron mediante el procesamiento de un modelo digital de elevación proveniente del satélite ALOS PALSAR con tamaño de celda de 12,5 m. Luego se categorizó cada factor de menor a mayor susceptibilidad, utilizando una escala de 0 a 10, respectivamente. A su vez se otorgaron pesos a esos factores teniendo en cuenta la importancia de cada uno en el proceso analizado; de acuerdo a referencias bibliográficas para la zona y a opinión experta. En la **Tabla 6** se consignan los valores relativos asignados a cada factor pasivo:

FACTORES PASIVOS	FUENTE	RESOLUCIÓN	CLASES	CATEGORÍA	PESO
<b>Litología "L"</b>	Imágenes Satelitales	1:20.000	Depósitos coluviales	5	PL=0,35
			Depósitos glacifluviales	3	
			Faja fluvial	4	
			Depósitos de remoción en masa	10	
			Vulcanitas Complejo El Quemado	7	
<b>Pendientes "P"</b>	Alos Palsar	12,5 metros	0-3	1	PP=0,35
			3-7	3	
			7-15	5	
			15-30	8	
			30-78	10	
<b>Geomorfología "G"</b>	Imágenes Satelitales	1:20.000	Relieve denudativo depositacional glaciario	8	PG=0,2
			Planicie fluvial	1	
			Ladera afectada por procesos de remoción en masa	10	
			Terraza fluvial	2	
			Terraza glacifluvial	4	
			Cordón morénico	5	
<b>Índice de Rugosidad "R"</b>	Alos Palsar	12,5 metros	Bajada Proximal	6	PR=0,1
			<0,2	2	
			0,2-0,4	4	
			0,4-0,6	6	
			0,6-0,8	8	
			0,8-1	10	

**Tabla 6:** Factores pasivos o condicionantes.

Los factores activos relevantes para el presente estudio están relacionados con la sismicidad y precipitaciones (**Tabla 7**). La zonificación sísmica (Ds) fue tomada del INPRES y recategorizada nuevamente en función de la susceptibilidad de 0 a 10. De acuerdo a la zonificación propuesta por el organismo nacional, la zona de estudio está situada dentro de la Zona 1, la cual corresponde a la categoría 4. Con respecto a las precipitaciones (Dp), los datos fueron considerados tomando en cuenta los valores máximos registrados en el área de estudio (aproximadamente 150 mm). De esta manera, se considera el escenario de mayores precipitaciones reales en la zona de estudio y se le asigna un valor de 10.

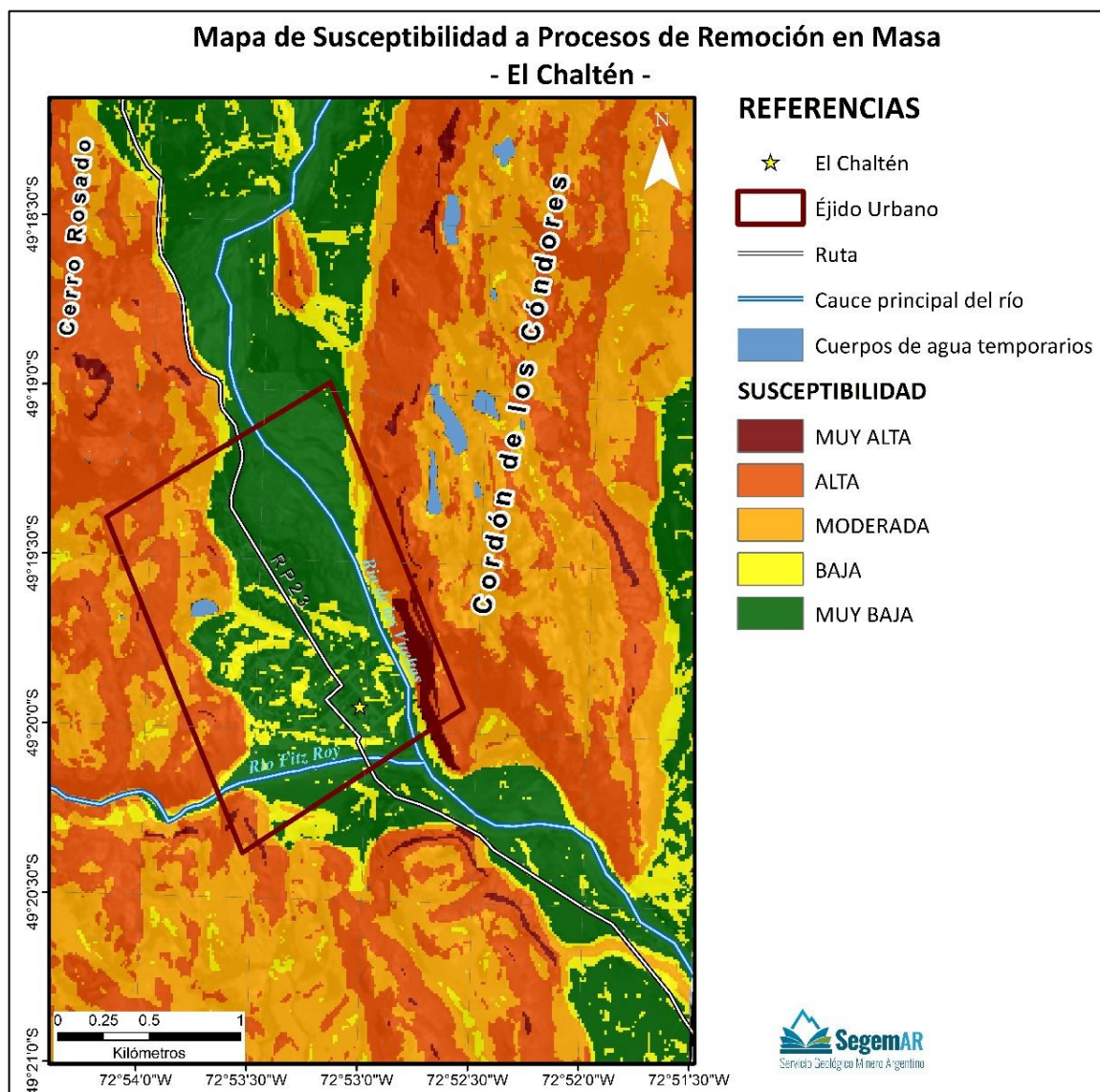
FACTORES ACTIVOS	ZONIFICACIÓN	CATEGORÍA
<b>Zonificación Sísmica "Ds"</b>	0	2
	1	4
	2	6
	3	8
	4	10
<b>Precipitaciones "Dp"</b>	<50	1
	50-100	5
	>100	10

**Tabla 7:** Factores activos o disparadores.

Al reemplazar los distintos factores por sus parámetros constitutivos la ecuación queda definida de la siguiente manera:

$$S = \left( \frac{L * PL + P * PP + G * PG + R * PR}{4} \right) * \left( \frac{Ds + Dp}{2} \right)$$

La representación en forma gráfica (**Figura 22**) se realizó mediante el cálculo entre las cuatro capas de información correspondientes a los cuatro factores pasivos, incorporando el término de disparadores, a través del ArcGIS mediante la herramienta *Raster Calculation*. Los resultados del cálculo fueron agrupados en cinco categorías de susceptibilidad a la remoción en masa.



**Figura 22:** Mapa de Susceptibilidad a procesos de remoción en masa.

### **Susceptibilidad Muy Alta**

La susceptibilidad muy alta está confinada a unos escasos sectores sobre los laterales de los macizos rocosos que debido al alto grado de diaclasamiento, crioclastismo y pendientes abruptas, favorecen los procesos de remoción en masa, principalmente caída de rocas. Cabe mencionar que los sectores rocosos adyacentes a la RP23 sufren a menudo caída de rocas producto de la descompresión por las mismas obras viales, en particular en el sector al sur de la localidad.



### ***Susceptibilidad Alta***

Las zonas de susceptibilidad alta se localizan ampliamente en las áreas de elevada pendiente, así como en los sectores superiores aborregados de los macizos rocosos. Los potenciales procesos en esta zona incluirían caídas de roca debido a las fuertes pendientes, y flujos de detritos favorecidos por precipitaciones y agua de deshielo.

### ***Susceptibilidad Moderada***

La susceptibilidad moderada, engloba principalmente los sectores altos de los macizos rocosos, donde las pendientes se corresponden con el relieve ondulado, pudiéndose producir en menor proporción, flujos de detritos.

### ***Susceptibilidad Baja***

Las áreas de susceptibilidad baja ocupan los laterales de los valles de los principales ríos, así como los sectores elevados dentro del ejido urbano, demarcando los distintos niveles de terrazas glacifluviales. Dado el material que compone estas terrazas, se podrían generar pequeños deslizamientos, favorecidos por el movimiento antrópico de laderas y las precipitaciones.

### ***Susceptibilidad Muy Baja***

Las áreas de susceptibilidad muy baja se concentran en las planicies fluviales actuales y sobre un gran sector de las terrazas glacifluviales. Siendo las áreas de menor pendiente.

#### ***4.3.2. Susceptibilidad a las Inundaciones***

Los sectores que presentan la mayor peligrosidad respecto a las inundaciones se encuentran principalmente en los sectores aledaños a los principales cursos fluviales, incluyendo las planicies fluviales actuales.

De acuerdo a evidencias observadas en campo, ambos cursos principales presentan una migración continua de sus cauces por lo que el sistema fluvial tiene un dinamismo tal que requiere la revisión constante de las medidas de prevención de inundaciones. Teniendo en cuenta la distribución poblacional y la traza de la RP23, frecuentemente se llevan a cabo obras de ingeniería tendientes a controlar la erosión lateral y por la migración de los cursos fluviales. En este sentido, se han construido terraplenes e instalado gaviones en sus márgenes (**Figura 23** y **Figura 24**), considerando que tanto el río De Las Vueltas como el río Fitz Roy tienen regímenes estacionales y son susceptibles al aumento de su caudal en temporada de deshielo.



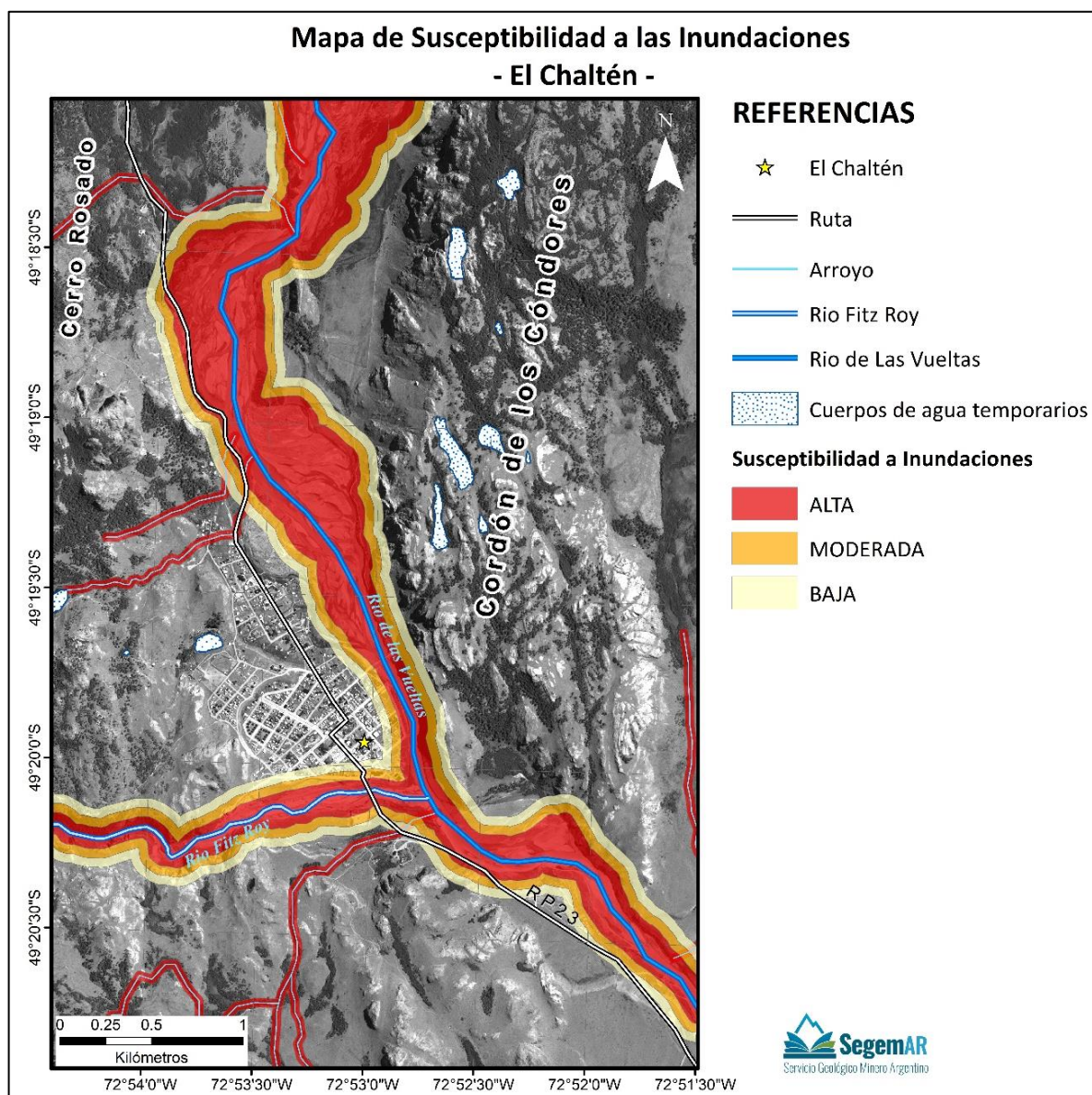
**Figura 23:** Gaviones erosionados en el margen izquierdo del río Fitz Roy.



**Figura 24:** Terraplenes en ambos márgenes del río Fitz Roy (vista hacia el oeste).

Debido a la falta de registros hidrológicos, se utilizó la herramienta “buffer” del ArcGIS para definir áreas potencialmente inundables en un rango de influencia de 50, 100 y 150 metros desde la planicie fluvial de los ríos y de 25 metros alrededor de los arroyos temporarios de la zona de estudio. En la representación en forma gráfica (**Figura 25**) se observan tres categorías correspondientes a los niveles de susceptibilidad a la inundación.





### **Susceptibilidad Alta**

Las zonas de susceptibilidad alta a inundaciones de los ríos principales abarcan hasta 50 metros sobrepasando el límite de sus planicies fluviales, pudiendo afectar la transitabilidad de la RP23 al norte y sur de la localidad, en particular ambos puentes sobre el río De Las Vueltas y el río Fitz Roy. Asimismo, se podrían ver comprometidas las plantas de tratamiento de efluentes, de generación eléctrica y recicladora, el puesto de Vialidad Provincial y la avenida Costanera Sur.

En cuanto a los arroyos, debido al escaso caudal que presentan aún en la temporada estival, se determinó únicamente una zona de susceptibilidad alta de 25 metros a ambos lados de los mismos, en la que se podrían ver afectadas sendas turísticas y algunas instalaciones de Parques Nacionales.



### ***Susceptibilidad Moderada***

El sector moderadamente susceptible a inundaciones se extiende hasta 100 m de la planicie fluvial, pudiendo afectar la terminal de ómnibus, la municipalidad, la Av. Costanera Norte y al este, los primeros 50 m desde la Av. Costanera Sur.

### ***Susceptibilidad Baja***

Las áreas de susceptibilidad baja abarcan 150 m desde las planicies fluviales pudiendo comprometer las primeras cuadras del sector este y sur del ejido urbano, y la estación de servicio que se encuentra localizada sobre la margen derecha del río De Las Vueltas.

## **5. PELIGROSIDAD GEOLÓGICA POR REMOCIÓN EN MASA DE LA LADERA NORTE DEL CERRO SOLO**

El presente capítulo se desarrolla debido a la preocupación social ante un potencial deslizamiento súbito de la ladera que pueda desencadenar de manera indirecta el desborde de la laguna Torre y repercuta directamente aguas abajo sobre la localidad de El Chaltén. A la fecha, la mitad inferior de la ladera presenta evidencias de procesos activos de inestabilidad (**Figura 26**). En este sentido, se reconocen, entre otras manifestaciones, una gran masa de terreno deslizada a favor de la ladera, depósitos de materiales movilizados y varias grietas de tracción con saltos verticales o resalte orográficos de gran magnitud (escarpas).



**Figura 26:** Evidencias de inestabilidad sobre la ladera norte del cerro Solo.

## 5.1. CARACTERIZACIÓN DE LA LADERA

La ladera objeto de estudio está constituida por afloramientos rocosos correspondiente al Complejo Volcánico El Quemado, intensamente fracturado con al menos cuatro planos de diaclasamiento. El mismo presenta procesos de remoción en masa (caídas de rocas, avalanchas de detritos, taludes), crioclastismo, erosión fluvial y glaciaria. Los últimos se manifiestan a través de cañadones, circos y rocas aborregadas. Pendiente abajo, los afloramientos son cubiertos por depósitos glaciarios y coluviales. Los depósitos glaciarios provenientes de pequeños glaciares de ladera actualmente extintos, formaron morenas laterales y cierres morénicos bien preservadas. Los depósitos son parcialmente movilizados por procesos remoción en masa (reptaje, deslizamientos y flujos). La carpeta detrítica constituida por estos materiales presenta una escarpa incipiente con un resalto de 1 m promedio de forma de “V” asimétrica, cuyo lado más corto tiene rumbo SE-NE y el más extenso SO-NE. Esta cicatriz presenta deslizamientos y avalanchas de detritos). El lineamiento con rumbo SO-NE coincide con un plano de diaclasamiento y se observan desprendimientos del afloramiento rocoso (caídas de rocas y avalanchas de detritos) a partir de ese y otros planos de debilidad.

La parte media de la ladera está tapizada por depósitos glaciarios cubiertos por el bosque andino patagónico con predominio de la especie *Nothofagus pumilio* (lenga). En las proximidades de los afloramientos se hallan interdigitados con depósitos de caídas de rocas y avalanchas de detritos (remoción en masa). En la parte media inferior se reconocen al menos tres cordones morénicos moderadamente preservados provenientes del glaciar Grande. Estos depósitos sufren remoción en masa del tipo deslizamiento translacional, flujos (*debris flow*) y taludes. Como consecuencia se desarrollan las escarpas nivel superior e intermedio dejando expuesta la morfología de los depósitos que muestran intercalaciones de till con depósitos coluviales, característicos de un ambiente de borde de glaciar. Las mencionadas escarpas presentan conspicuas evidencias de erosión hídrica.

Un flujo que se desarrolla constituyendo el límite occidental de la escarpa superior tiene sus cabeceras en depósitos coluviales, atraviesa los depósitos glaciarios y genera una escarpa de gran magnitud (aproximadamente 70 m) y un abanico en el pie de la ladera.

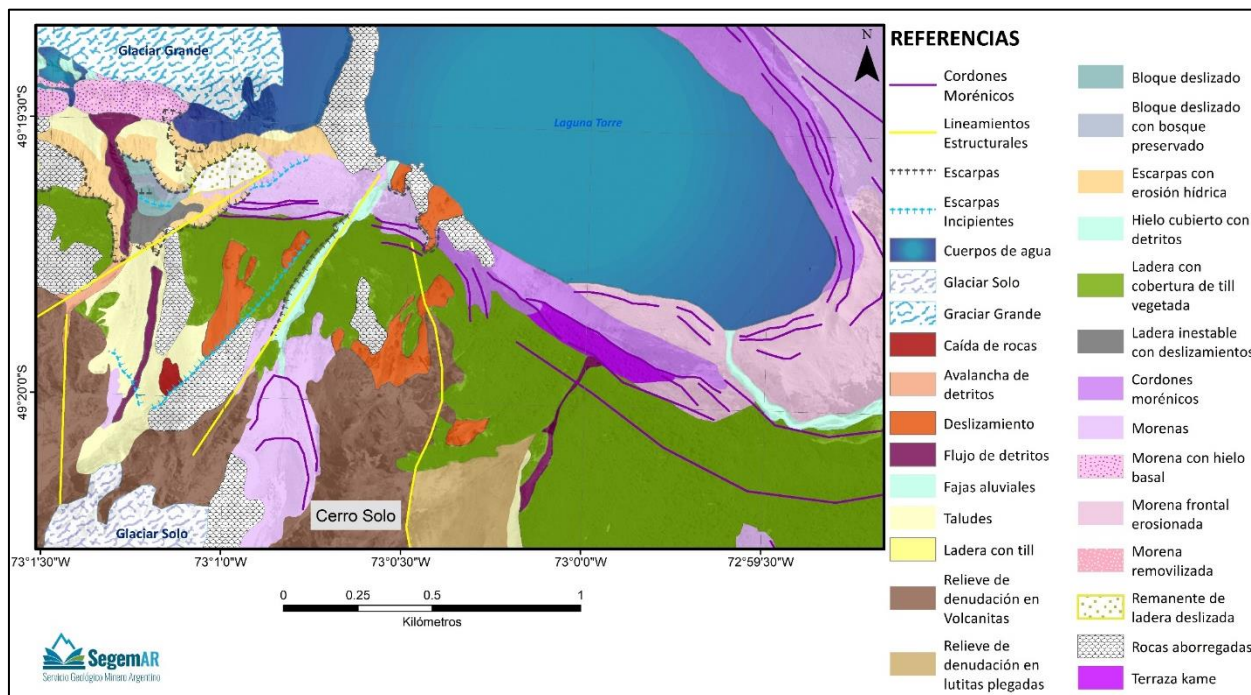
La base de la ladera presenta conos de deyección y taludes en los sectores donde prevalece el cuerpo del glaciar en contacto con la misma. Hacia el este, dónde el glaciar no se halla en contacto con la ladera por procesos de ablación se desarrolla una escarpa de descalce.

La estabilidad de una ladera está determinada por factores geométricos (altura e inclinación), factores geológicos (que condicionan la presencia de planos y zonas de debilidad y anisotropía de la ladera), factores hidrogeológicos (presencia de agua) y factores geotécnicos o relacionados con el comportamiento mecánico del terreno (resistencia y deformabilidad). La combinación de estos factores puede determinar la condición de rotura a lo largo de una o varias superficies, y que sea cinemáticamente posible el movimiento de un cierto volumen de masa de suelo o roca.

Junto a estos factores condicionantes (pasivos o intrínsecos) de la estabilidad de la ladera, los factores desencadenantes (activos o extrínsecos) modifican las características y propiedades de los suelos o

macizos rocosos y las condiciones de equilibrio de la ladera, pudiendo provocar la rotura una vez que se cumplan una serie de condiciones.

En la **Figura 27** se presenta un esquema geomorfológico de la zona de estudio.

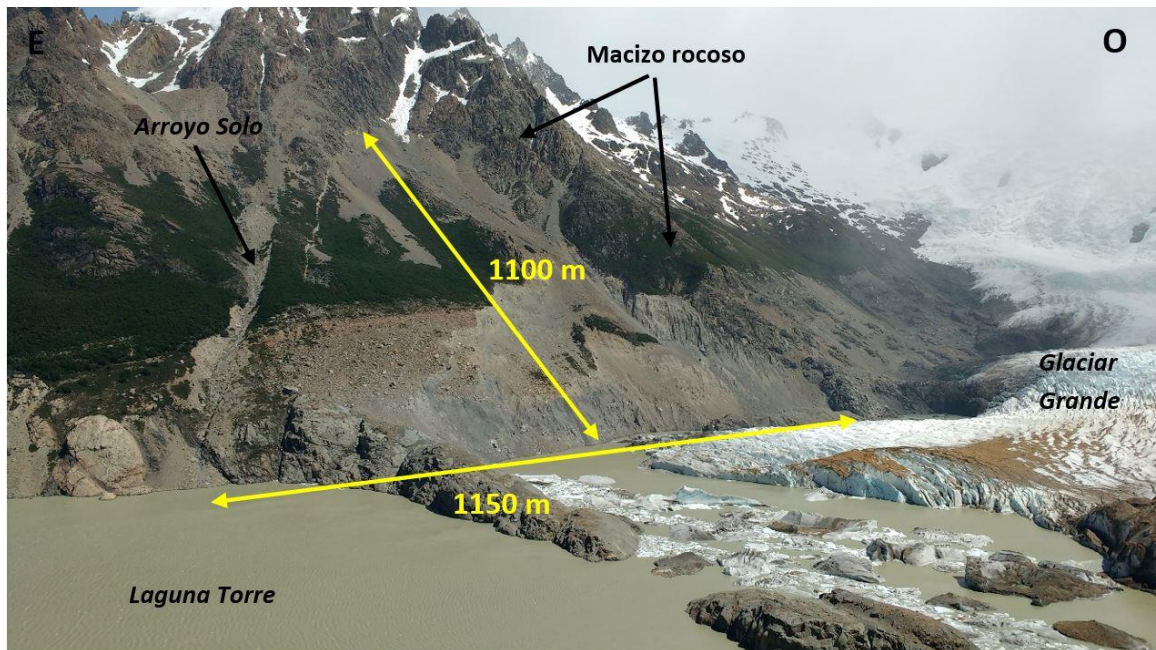


**Figura 27:** Esquema geomorfológico de la ladera norte del cerro Solo.

### 5.1.1. Características Morfológicas

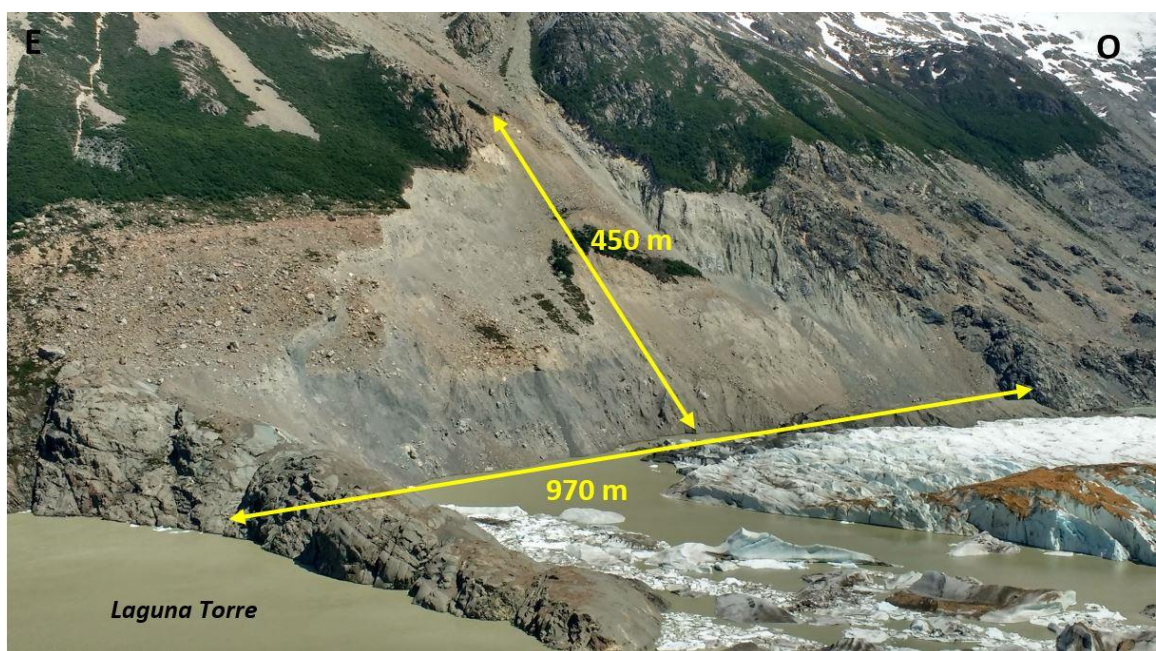
La ladera objeto de estudio tiene una orientación general E-O y un desnivel aproximado de 620 m desde su límite inferior, a una cota aproximada de 680 m s.n.m. (metros sobre el nivel del mar), hasta su límite superior, a una cota aproximada de 1.300 m s.n.m. Su desarrollo longitudinal aproximado es de 1.100 m, siendo su límite superior el macizo rocoso aflorante y su límite inferior la laguna Torre y el sector terminal del glaciar Grande. Su pie es amplio, con una anchura máxima en planta aproximada de 1.150 m, siendo su límite oriental el arroyo Solo y, en cotas inferiores, parte del sustrato rocoso aflorando sobre la laguna Torre en forma de promontorio, y su límite occidental parte del macizo rocoso aflorante (**Figura 28**). El desnivel máximo del tapiz de materiales movilizados que la cubre es de 650 m aproximadamente. La pendiente general de la ladera es de 35°, coincidiendo con el valor medio del ángulo de reposo de los materiales movilizados, no obstante, la irregularidad de la ladera determina la presencia de zonas de grietas de tracción con desplazamientos verticales de gran magnitud (escarpas) con pendientes muy superiores, en algunos casos próximos a la verticalidad, y zonas con pendientes inferiores a 25°. La planta de recubrimiento tiene forma de abanico, siendo su trazado superior casi semicircular.





**Figura 28:** Dimensiones totales aproximadas de la ladera norte del cerro Solo.

Las dimensiones de la superficie de la ladera actualmente movilizada, y delimitada por el trazado de una escarpa de gran magnitud, se corresponden aproximadamente con una longitud máxima de 450 m y una anchura máxima en planta de 970 m (**Figura 29**), siendo su superficie aproximadamente el 40 % con respecto al total de la superficie de la ladera. El desnivel aproximado del tapiz de materiales movilizados que cubre esta superficie es de 280 m, entre las cotas 680 y 960 m s.n.m. Los ángulos de reposo de los materiales movilizados varían entre 24° y 38°, siendo su valor medio de 30-35°. La planta de recubrimiento tiene una morfología equivalente a la morfología general de la ladera, en forma de abanico, siendo también su trazado superior casi semicircular.

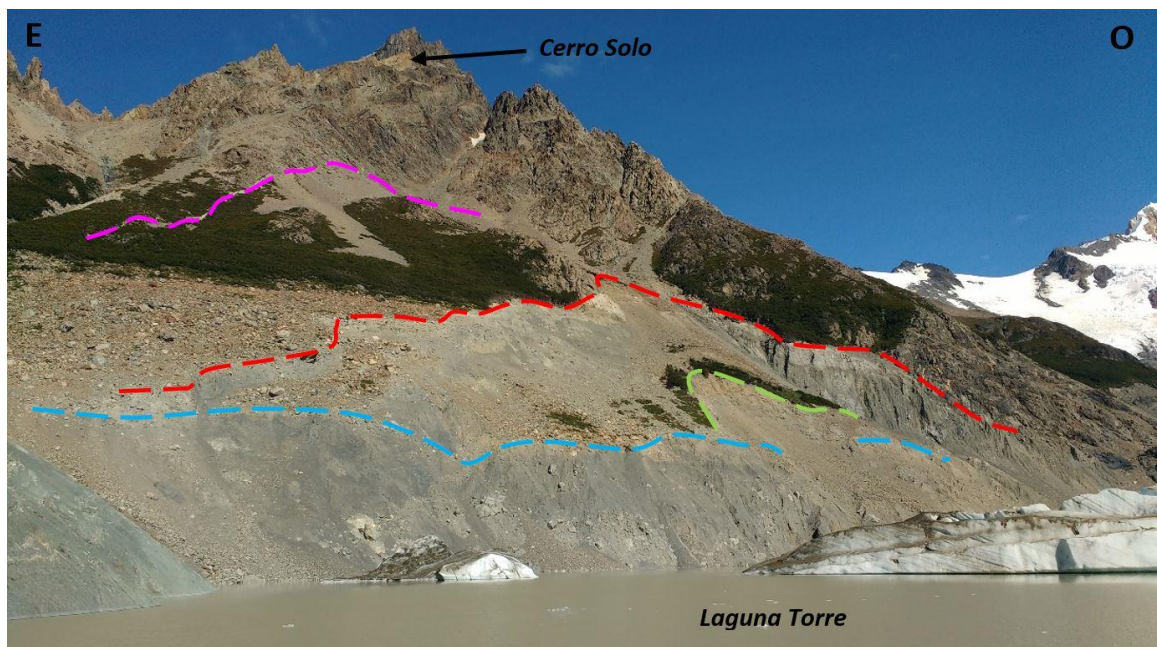


**Figura 29:** Dimensiones aproximadas de la superficie afectada por el deslizamiento principal.



Las características morfológicas de la principal masa deslizada hacen pensar en un movimiento activo del tipo traslacional planar. La rotura en este tipo de movimientos tiene lugar a favor de una o varias superficies planas de debilidad preexistentes y la masa que se desliza sigue un movimiento planar y orientado a favor de la ladera. La masa deslizada es previamente independizada en fajas o bloques por grietas de tracción, evidenciándose escarpas con saltos o resaltes orográficos de diferentes magnitudes consecuencia del desplazamiento vertical de los bloques, y siendo frecuentes los movimientos de los bloques a impulsos o en diferentes fases a lo largo del tiempo, según las condiciones de resistencia de los planos de deslizamiento. En conjunto, el movimiento general en este caso en concreto parece responder a un movimiento compuesto y sucesivo. La distribución de las grietas de tracción existentes sugiere que se ha producido un descalce del pie de la ladera, iniciándose un proceso de desestabilización remontante, progresando desde el pie hacia ladera arriba, mediante deslizamientos sucesivos todavía activos. Estos procesos están inducidos por características desfavorables del pie de la ladera, tanto relativos a la naturaleza de los materiales involucrados como a la pérdida de apoyo que generaban los glaciares Grande y Torre a la misma, y más específicamente el primero de ellos, previamente a sus retrocesos.

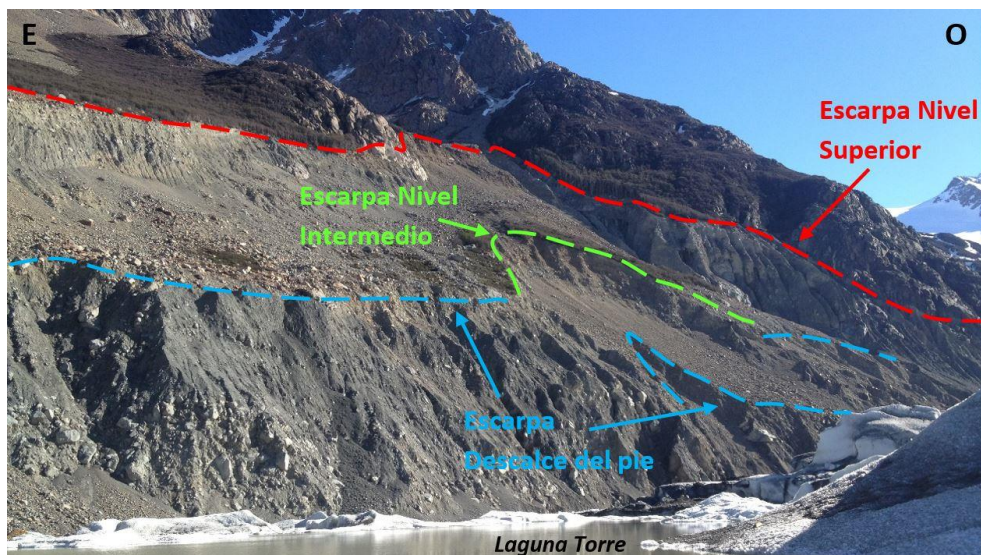
Teniendo en cuenta lo anterior, en la ladera objeto de estudio se identifican principalmente 3 (tres) niveles de escarpas, siguiéndose el modelo de desestabilización remontante desde el pie hacia ladera arriba (**Figura 30**): un nivel inferior, consecuencia del propio descalce del pie de la ladera, un nivel intermedio y otro superior. Sumado a lo anterior, en una cota superior respecto a la principal masa deslizada, se identifica una escarpa incipiente en cabecera, cuyo trazado paralelo responde prácticamente al mismo patrón de la escarpa de gran magnitud del nivel superior.



**Figura 30:** Elementos morfológicos de la ladera norte del cerro Solo: descalce del pie de la ladera (contorno azul), escarpa del nivel intermedio (contorno verde), escarpa del nivel superior (contorno rojo) y escarpa incipiente de cabecera (contorno magenta).

### **Descalce del Pie de la Ladera**

El talud generado por descalce del pie de la ladera posee un trazado en planta rectilíneo, extendiéndose de este a oeste, aproximadamente entre las cotas 710 y 730 m s.n.m. La longitud media aproximada de su trazado es de 600 m, la altura media del resalte (salto) de 90 m y su pendiente media entre 50° y 60° (**Figura 31 y Figura 32**). Los materiales afectados por el mismo corresponden a depósitos morénicos no consolidados, de altas compacidades y depósitos coluviales. Se originan por la pérdida del sustento basal que constituía el borde del glaciar, en general formado por hielo cubierto por detritos. Los afloramientos rocosos, tanto al este, donde el sustrato rocoso se expone como un promontorio sobre la laguna Torre, como al oeste, donde el sustrato rocoso aflora sobre los depósitos morénicos, delimitan el descalce del pie de la ladera y, por consiguiente, el desarrollo longitudinal de las grietas de tracción (escarpas) ladera arriba, siendo por tanto éste uno de los factores que condicionan las dimensiones longitudinales totales del deslizamiento principal identificado de la ladera norte del cerro Solo.



**Figura 31:** Descalce del pie de la ladera y escarpas de los niveles intermedio y superior.



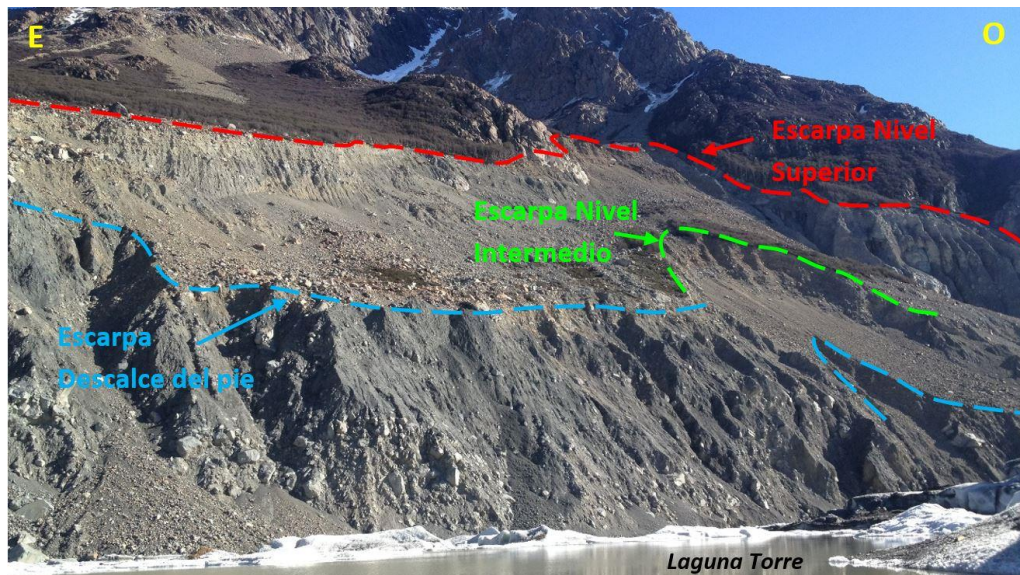
**Figura 32:** Detalle del descalce del pie de la ladera.



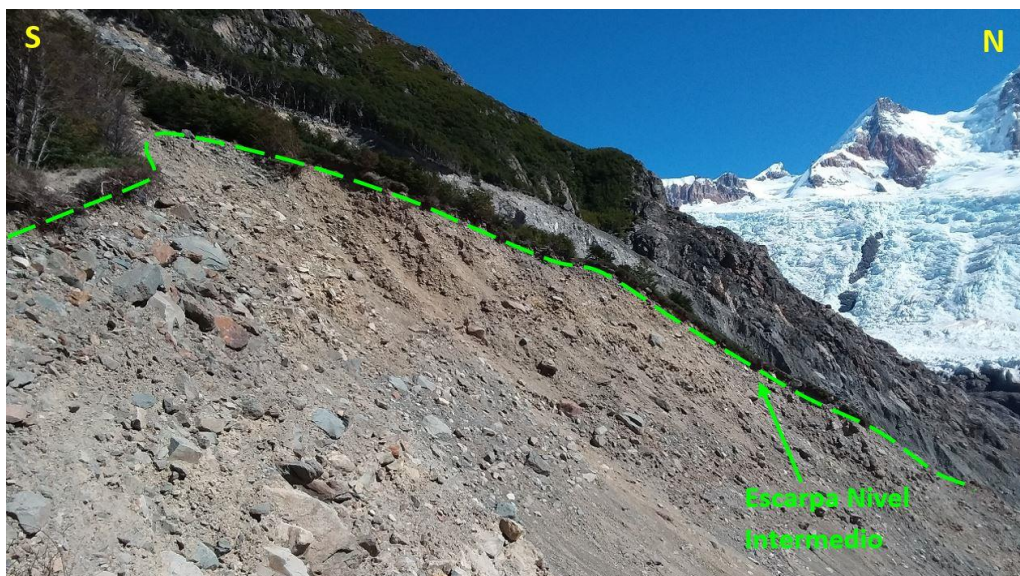
No se reconocieron evidencias claras en el mismo descalce del pie la ladera, en base a criterios estratigráficos, estructurales o de deformación, sobre los posibles planos de rotura y/o de deslizamiento que delimiten la masa deslizada y deformada (arriba) de la masa estable no deformada (abajo).

### **Escarpa del Nivel Intermedio**

El talud generado por la escarpa del nivel intermedio de la masa deslizada se desarrolla entre la zona de descalce del pie de la ladera y la escarpa del nivel superior. Posee un trazado en planta semicircular, aproximadamente entre las cotas 740 y 830 m s.n.m., siendo su trazado casi paralelo con respecto al trazado de la escarpa del nivel superior. La longitud media aproximada de su trazado es de 380 m, la altura media del resalte (salto) de 40-50 m y su pendiente media entre 40° y 50° (**Figura 33 y Figura 34**).



**Figura 33:** Trazado en planta semicircular de la escarpa del nivel intermedio.



**Figura 34:** Detalle del talud generado por la escarpa del nivel intermedio.



Los materiales afectados por la misma corresponden a depósitos morénicos de cotas superiores no consolidados y de moderadas a altas compacidades que sufrieron un desplazamiento y asiento en conjunto como un bloque hacia una cota inferior.

### ***Escarpa del Nivel Superior***

El talud generado por la escarpa del nivel superior de la masa deslizada se desarrolla a partir de la parte alta de la masa principal deslizada. Posee un trazado en planta casi semicircular, extendiéndose de este a oeste en las secciones intermedia y baja de la ladera, aproximadamente entre las cotas 730 y 960 m s.n.m, y una longitud total aproximada de 1.200 m. Su salto o altura del resalte varía entre 15 y 20 m en su tramo oriental, 35 y 40 m en su tramo central y hasta 70-80 m en su tramo occidental, en todos los casos con pendientes subverticales, entre 65° y 80° (**Figura 35** y **Figura 36**).



**Figura 35:** Tramo central de la escarpa del nivel superior (salto: 35-40 m; pendiente: 65°).





**Figura 36:** Tramo occidental de la escarpa del nivel superior (salto: 70-80 m; pendiente: 80°).

Los materiales afectados por la misma corresponden a depósitos morénicos no consolidados y de altas compacidades, en los tramos oriental y central, a muy altas, en el tramo occidental, sin llegarse a involucrar materiales del macizo rocoso superior, aunque éste actúa como límite de la escarpa en parte del tramo central de su trazado (**Figura 37**).



**Figura 37:** Afloramiento del macizo rocoso delimitado por la escarpa del nivel superior.

No se reconocieron evidencias claras en esta escarpa, en base a criterios estratigráficos, estructurales o de deformación, sobre los posibles planos de rotura y/o de deslizamiento, aunque sí fue reconocida una grieta de tracción al pie del talud generado por la escarpa en su extremo oriental que implican que la existencia de alguno/s de los planos de rotura en esta ubicación se localizan en profundidad (**Figura 38**).





**Figura 38:** Grieta de tracción al pie del talud y con rumbo paralelo al mismo.

El rumbo de esta grieta de tracción es casi E-O, obteniéndose las siguientes mediciones de rumbo: 082-262; 083-263 y 071-251. Su separación varía entre 3 cm y 13 cm a lo largo de su trazado y su profundidad entre 9 cm y 36 cm.

#### ***Escarpa Incipiente de Cabecera***

La cicatriz de rotura del terreno expuesta en cotas superiores con respecto a la principal masa deslizada fue identificada en campo con un trazado prácticamente paralelo al trazado de la escarpa de gran magnitud del nivel superior. Su desarrollo se localiza aproximadamente entre las cotas 900 y 1.100 m s.n.m., en el tramo que involucra materiales no consolidados, y entre las cotas 1.100 y 1.280 m s.n.m., en el tramo en el que es delimitado a su vez por materiales del macizo rocoso superior. Posee un trazado en planta casi semicircular, casi paralelo, con desarrollo de muy bajo ángulo con respecto al trazado de la escarpa del nivel superior, y una longitud total aproximada de 1300 m (**Figura 39**).

Los valores de rumbo del tramo oriental de esta incipiente escarpa varían entre 021-201 y 010-190, buzando su plano de rotura 60°-70° hacia el NO. Su salto o despegue refleja poco desplazamiento en la vertical y su valor medio varía entre 80 cm y 110 cm a lo largo de todo su tramo.





**Figura 39:** Trazado del tramo oriental de la escarpa incipiente de cabecera.

Los materiales afectados por la misma también corresponden a depósitos morénicos no consolidados y de moderadas a altas compacidades (**Figura 40**), siendo a su vez delimitados por materiales del macizo rocoso en las cotas superiores.



**Figura 40:** Detalle de la escarpa incipiente expuesta sobre materiales no consolidados.

Cuando su desarrollo es sobre materiales morénicos no consolidados y con presencia de una cobertera vegetal, se identifican además a ambos lados de su trazado otras estructuras superficiales distensivas de menor orden. Estas grietas presentan rumbos muy variados, incluso entrecruzados, separaciones con valores medios entre 20 cm y 23 cm y profundidades con valores comprendidos entre 16 cm y 54 cm. Dada las características mencionadas, presumiblemente, son grietas menores y



superficiales generadas como consecuencia de movimientos de reptación del suelo edáfico a favor de la pendiente y favorecidas por procesos de erosión hídrica subsuperficial donde la circulación del agua es favorecida a través de la cicatriz de rotura del terreno mencionada (**Figura 41**).



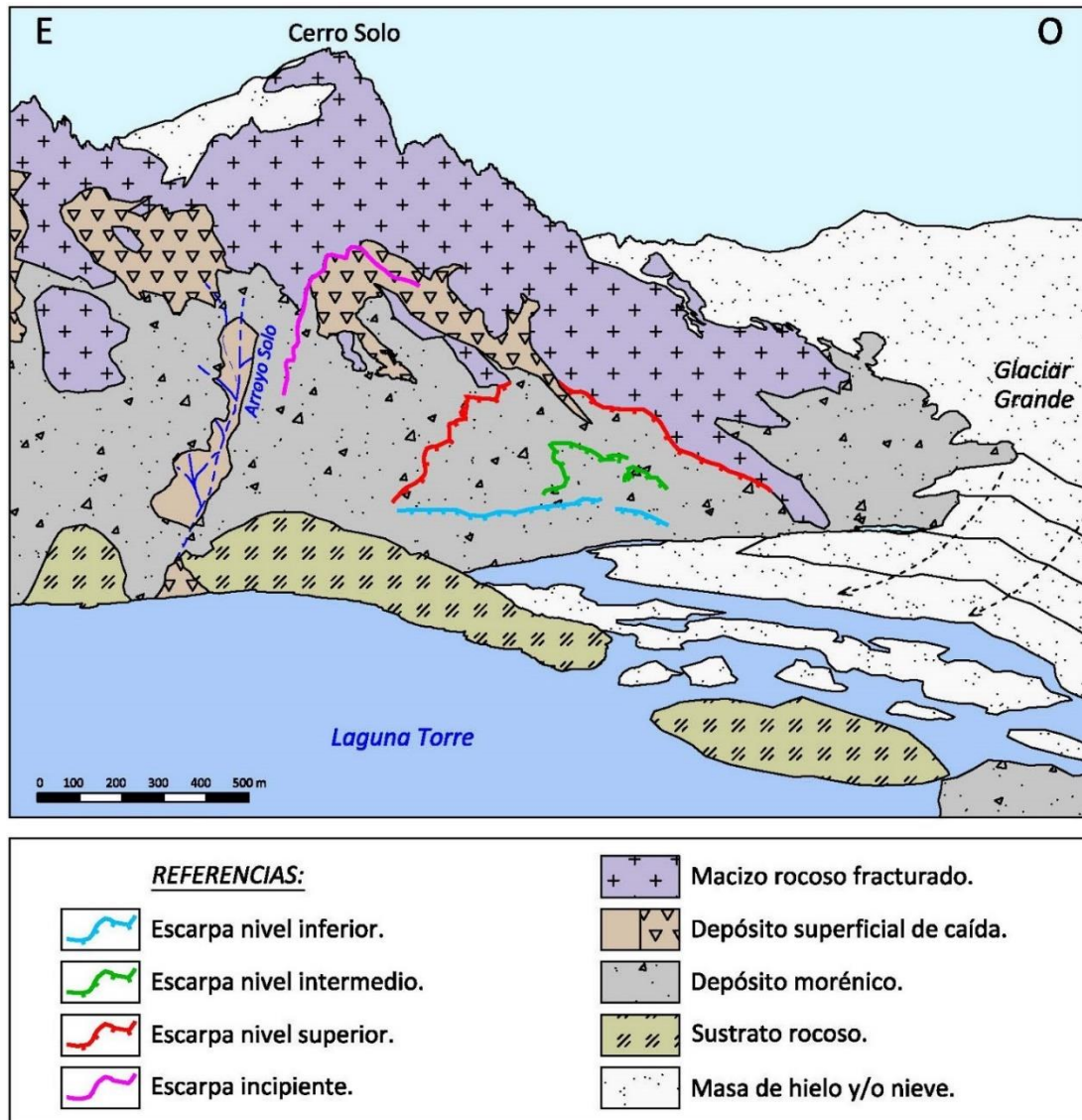
**Figura 41:** Grietas de tracción menores y superficiales que afectan a la capa edáfica del suelo.

#### 5.1.2. Configuración Litoestructural

El área de estudio forma parte de un valle modelado por la acción de la confluencia de dos glaciares: el glaciar Grande y el glaciar Torre. La laguna proglaciaria Torre, de 1,52 km<sup>2</sup> de superficie, se encuentra contenida por una morena terminal y sus aguas desaguan en el río Fitz Roy, cuyo curso recorre 7 Km hasta alcanzar la localidad de El Chaltén, en la confluencia con el río De Las Vueltas.

El macizo rocoso del cerro Solo está constituido por un complejo volcánico-piroclástico llamado de diversas maneras por distintos autores, entre ellos Riccardi (1971), quien lo denomina *Complejo El Quemado*. Su estado es altamente fracturado y se haya recubierto extensamente por depósitos morénicos de origen glaciario (depositados por los glaciares Grande y Torre en las secciones baja e intermedia de la ladera, y por glaciares tributarios de magnitudes inferiores en la sección alta de la ladera) y localmente por depósitos superficiales de remoción en masa, alcanzando éstos últimos mayores desarrollos en las cotas intermedias de la ladera y en el valle del arroyo Solo (**Figura 42**).



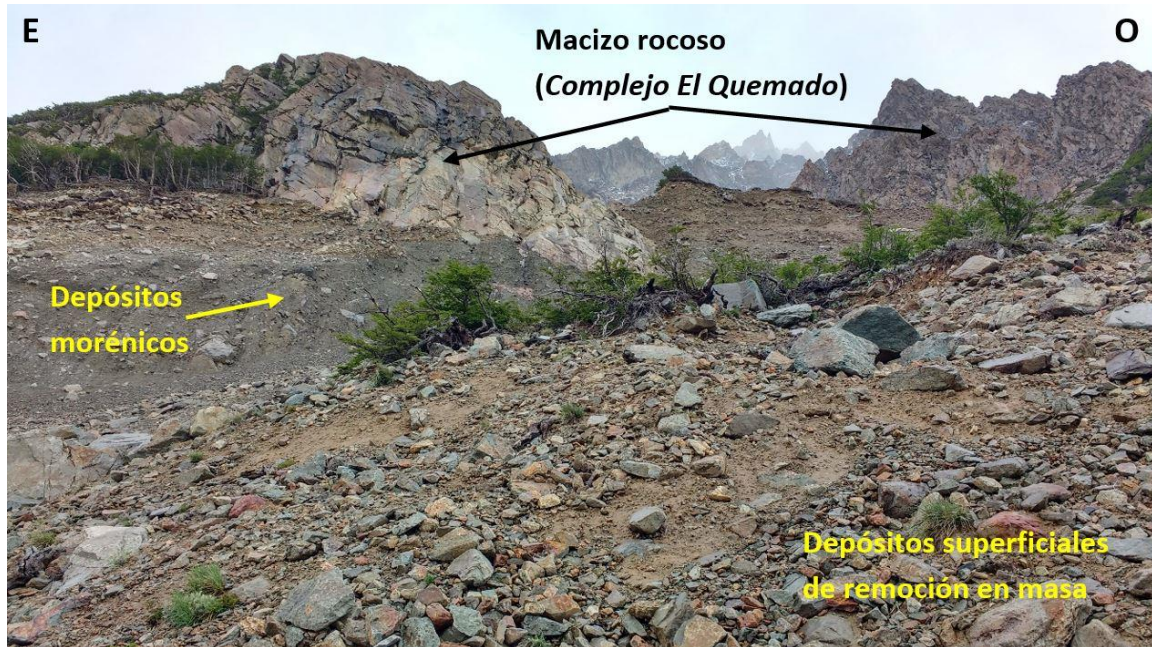


**Figura 42:** Esquema litoestructural de la ladera norte del cerro Solo.

Complejo El Quemado (Riccardi, 1971)

Informalmente se distinguieron en las rocas volcánicas del Complejo El Quemado dos miembros: una litofacies lávica, caracterizada por la presencia de rocas porfíricas, y otra piroclástica, compuesta por ignimbritas y tobas. En el cerro Solo estas rocas corresponden a un pórfido riolítico-riodacítico de edad jurásica donde es común observar estructuras deformacionales. En la parte media alta del cerro aparece un paquete de sedimentitas que se interpreta como una intercalación sedimentaria pelítica constituida por fangolitas en bancos alternantes de algunas decenas de centímetros de espesor de colores negro y castaño claro, con un espesor de la unidad sedimentaria que sobrepasa la decena de metros. Se observan niveles con ondulitas indicadoras de un ambiente ácuco somero. El espesor aparente de las rocas vulcanógenas de este bloque que constituye el cerro Solo es de unos 1000 m, pero probablemente existan fallas subsidiarias a las que limitan el bloque que puedan repetir paquetes de vulcanitas. El cerro Solo constituye un bloque homoclinal que inclina unos 20° al SE y está marginado el este y al oeste por dos

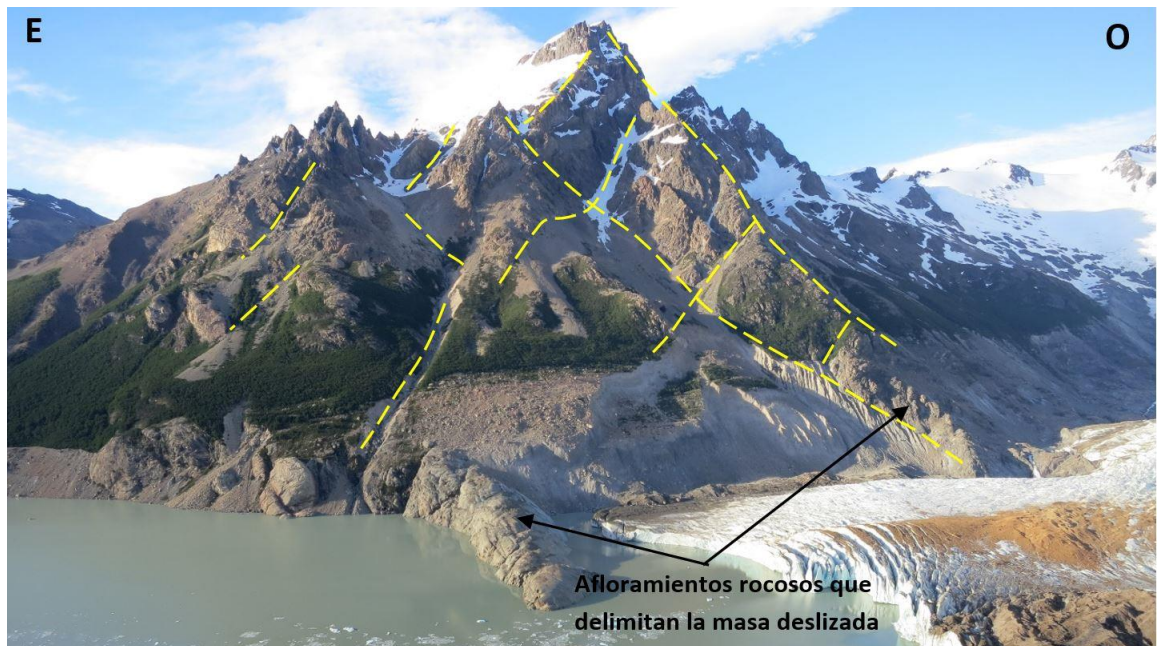
fallas inversas (Kosmal y Spikermann, 2001). En conjunto, su estado es altamente fracturado y diaclasado (**Figura 43**).



**Figura 43:** Macizo rocoso (Complejo El Quemado) altamente fracturado y diaclasado.

Los afloramientos rocosos, tanto al este, donde el sustrato rocoso se expone como un promontorio sobre la laguna Torre, como al oeste, donde el sustrato rocoso aflora sobre los depósitos morénicos, delimitan el descalce del pie de la ladera y, por consiguiente, el desarrollo longitudinal de las grietas de tracción (escarpas) ladera arriba, siendo por tanto éste uno de los factores que condicionan las dimensiones longitudinales totales del deslizamiento principal identificado de la ladera norte del cerro Solo. Por otro lado, la distribución de los trazados casi paralelos de las escarpas del nivel superior y de la escarpa incipiente de cabecera pareciera indicar un cierto control estructural del macizo rocoso altamente fracturado sobre las superficies de rotura en los depósitos morénicos (**Figura 44**).





**Figura 44:** Control estructural del macizo rocoso sobre el trazado de las escarpas del nivel superior e incipiente y sobre la dimensión longitudinal de la principal masa deslizada (Foto: Rolando Garibotti, 2013).

#### Depósitos glaciares tardiglaciales y neoglaciales

Corresponden a depósitos morénicos relacionados con los glaciares que se desprenden del Campo de Hielo Patagónico Sur. En este caso en concreto, los glaciares Grande y Torre depositan estos materiales en las secciones baja e intermedia de la ladera norte del cerro Solo y los glaciares tributarios, de magnitudes inferiores, los depositan en la sección alta de la ladera. En general, se les atribuyen una edad pleistocena tardía-holocena.

Los espesores expuestos alcanzan varias decenas de metros. Estos depósitos cubren en discordancia los materiales del Complejo El Quemado y están compuestos por bloques, gravas y arenas de variadas litologías e intercalaciones finas limo-arenosas de coloraciones grisáceas y amarillentas (**Figura 45**). Los bloques por lo común poseen dimensiones inferiores a 50 cm y están facetados. En algunos sectores se pueden observar grandes bloques erráticos de hasta orden métrico.

Pueden distinguirse un mínimo de 4 (cuatro) niveles de morenas a la altura del actual frente glaciar (Masiokas *et al.*, 2009). Los límites entre estos niveles constituyen pequeños bajos donde se acumula mayor cantidad de nieve, la cual al fundirse se infiltra a través de estos contactos, propiciando la ocurrencia de flujos y deslizamientos. Las zonas de arranque y escarpas presentes seguramente se encuentren condicionadas por los contactos de los diferentes niveles morénicos.



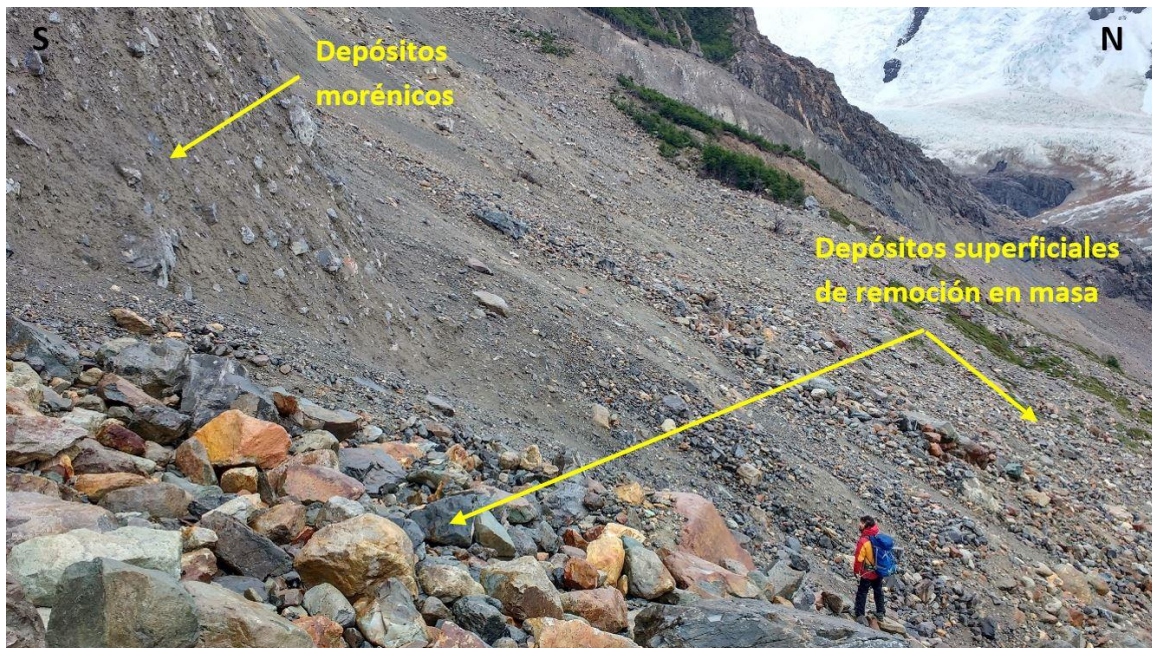


**Figura 45:** Depósitos morénicos afectados por la escarpa del nivel superior del deslizamiento.

#### Depósitos de remoción en masa

Estos depósitos se forman como resultado de deslizamientos y avalanchas de detritos, y van acompañados de desprendimientos y caídas de bloques o masas rocosas independizadas de los taludes generados por las grietas de tracción con desplazamientos verticales (escarpas) y del macizo rocoso superior, además de algunos flujos densos más o menos canalizados (*debris flow*) desde cotas superiores. En general, recubren superficialmente la totalidad del área directamente afectada por el deslizamiento, y localmente alcanzando mayores desarrollos en las cotas intermedias de la ladera y en el valle del arroyo Solo.

Están constituidos fundamentalmente por bloques rocosos angulosos, desde diámetros decimétricos hasta de orden de varios metros, de litologías correspondientes a los niveles suprayacentes (**Figura 46**). Los sectores distales, conformados por los deslizamientos más antiguos, pueden presentar formas ligeramente más redondeadas. Los espesores de las acumulaciones son generalmente poco potentes. En la zona de estudio en cuestión, junto con éstos, hay depósitos morénicos más antiguos. Se asigna a estos depósitos al Pleistoceno-Holoceno y como se trata de procesos activos, su edad llega hasta el presente.



**Figura 46:** Caída de bloques angulosos y diámetros métricos.

### 5.1.3. Presencia de Agua

El comportamiento hidrogeológico de los materiales está asociado a sus características litológicas y estructurales y al grado de alteración y meteorización, aspectos de íntima relación con las condiciones climáticas de esta zona en cuestión. La presencia de agua en los materiales geológicos afecta a sus propiedades y su comportamiento mecánico. El agua juega un doble papel negativo en la resistencia de los materiales. Por un lado, reduce la resistencia al corte por la generación de presiones intersticiales y por la reducción de los parámetros resistentes, y por otro, aumenta los esfuerzos de corte por el incremento de peso del terreno y por la generación de fuerzas desestabilizadoras en discontinuidades.

El macizo rocoso del cerro Solo está constituido por un complejo volcánico-piroclástico densamente fracturado, ello condiciona que la infiltración de agua proveniente de precipitaciones y del deshielo hacia niveles inferiores sea fundamentalmente a través de fracturas y diaclasas. En cuanto a su matriz rocosa, los valores típicos del coeficiente de permeabilidad para este tipo varían entre  $10^{-7}$  y  $10^{-12}$  m/s. Dado su alto grado de fracturación y diaclasado, las velocidades de drenaje son altas, pudiendo generarse en épocas de deshielo o de grandes precipitaciones aguas de escorrentías que generen flujos densos más o menos canalizados (*debris flow*), con arrastre de materiales (bloques) de gran tamaño ladera abajo y pudiendo alcanzar velocidades muy elevadas. Son inducidos por los desprendimientos y las caídas de bloques del macizo rocoso superior y el agua es el principal agente desencadenante por la pérdida de resistencia. Tal es el caso del flujo denso (*debris flow*) identificado en el extremo occidental del deslizamiento principal (**Figura 47**).





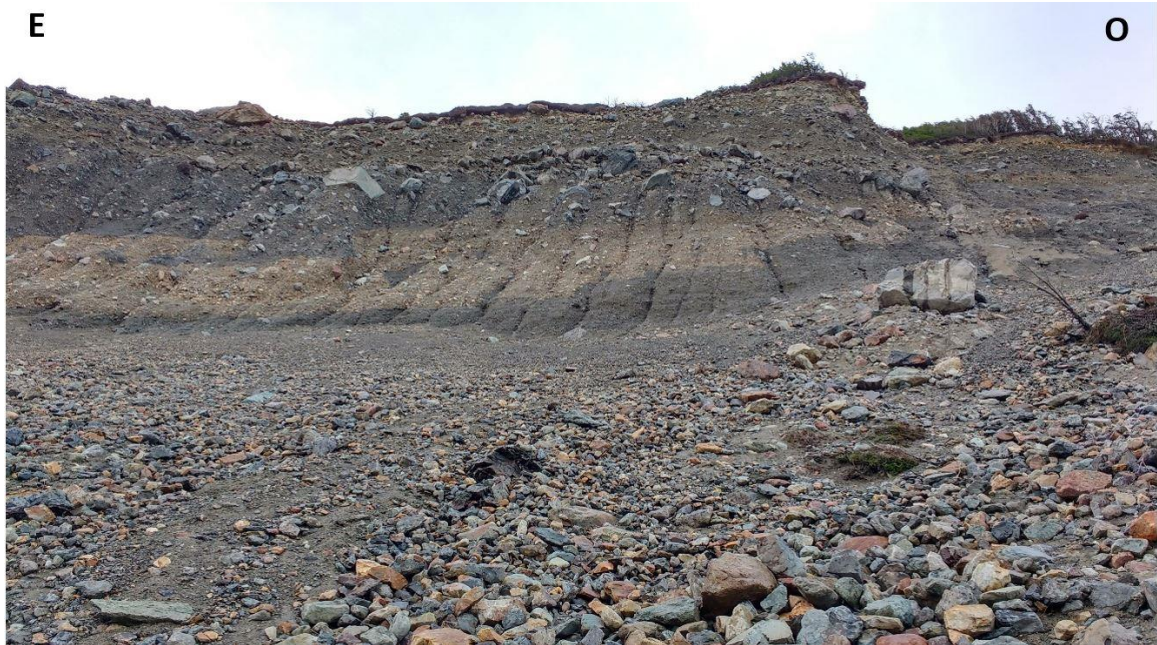
**Figura 47:** Drenaje y flujo denso en el extremo occidental del deslizamiento principal.

Los depósitos morénicos no consolidados están constituidos por materiales en general de moderadamente a poco permeables. El rango estimado de valores del coeficiente de permeabilidad para los materiales de estos depósitos varía entre  $10^{-3}$  y  $5 \times 10^{-3}$  cm/s. La presencia de agua en estos depósitos, como consecuencia de deshielo o precipitaciones, reduce la estabilidad general de la ladera al disminuir la resistencia del terreno y aumentar las fuerzas tendentes a la inestabilidad. Sus efectos más importantes son:

- Reducción de la resistencia al corte del plano o planos de rotura.
- La presión ejercida sobre grietas de tracción aumenta las fuerzas que tienden al deslizamiento.
- Aumento del peso del material por saturación.
- Erosión interna por flujo subsuperficial o subterráneo.

Al mismo tiempo, los límites entre niveles de morenas (**Figura 48**) constituyen pequeños bajos donde se acumula mayor cantidad de nieve, la cual al fundirse se infiltra a través de estos contactos, propiciando la ocurrencia de flujos y deslizamientos. Las zonas de arranque y escarpas presentes se encuentran seguramente condicionadas por estas discontinuidades. Por otro lado, debe tenerse en cuenta que entre el sustrato rocoso infrayacente y estos depósitos tiende a circular el agua hipodérmica, la cual reduce el esfuerzo de corte de los materiales suprayacentes.



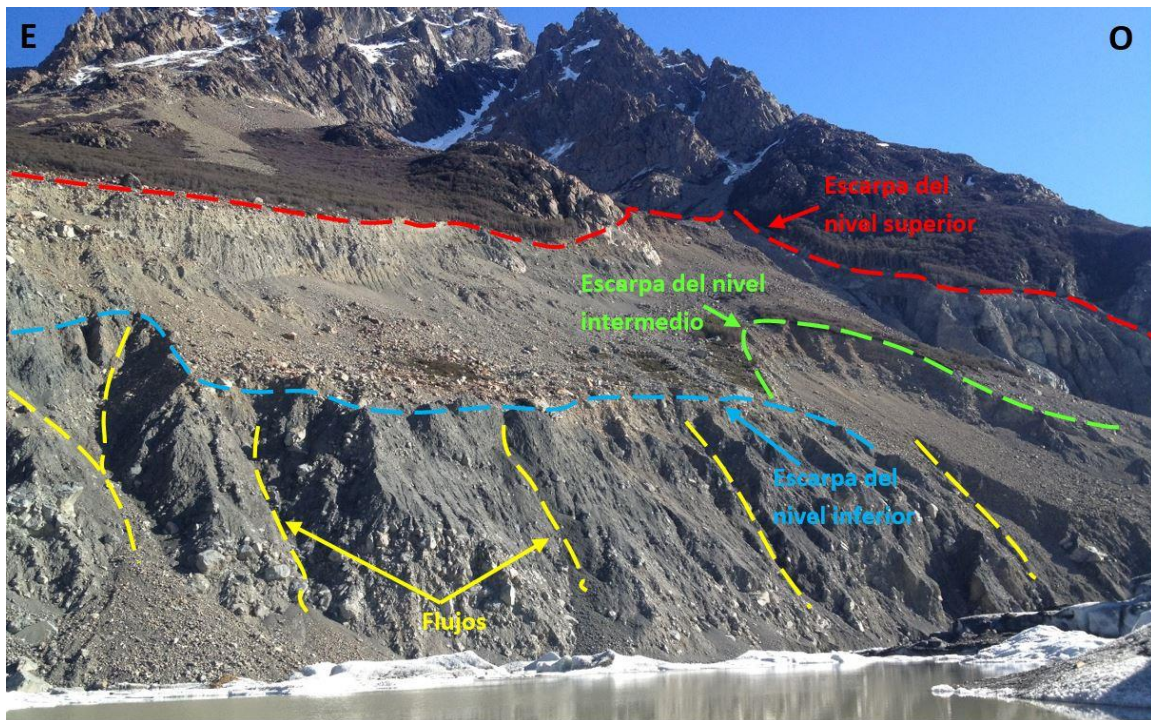


**Figura 48:** Depósitos morénicos dispuestos en varios niveles. Localmente pueden encontrarse pequeños depósitos coluviales interdigitados sobre los mismos.

También, sobre el talud generado por descalce en el pie de la ladera, las aguas de escorrentía generan cárcavas y flujos asociados de poca magnitud, con arrastre de materiales predominantemente finos y homogéneos ladera abajo hasta la laguna Torre. Los materiales son arrastrados y acumulados parcialmente sobre la margen de la laguna, identificándose pequeños depósitos de morfologías lobuladas (**Figura 49**). Pueden alcanzar velocidades moderadas y son inducidos por la pérdida de resistencia por saturación del material involucrado.

Los depósitos de remoción en masa se forman como resultado de deslizamientos, y van acompañados de desprendimientos y caídas de bloques o masas rocosas independizadas de los taludes generados por las grietas de tracción con desplazamientos verticales (escarpas) y del macizo rocoso superior, además de algunos flujos densos (*debris flow*) desde cotas superiores. En conjunto como depósito, son materiales en general muy permeables. Se estima que los valores del coeficiente de permeabilidad para los mismos son superiores a 1,0 cm/s.

A momento del presente estudio, y en líneas generales, la ladera en estudio se encuentra en un estado seco y sin señales de humedad en superficie. La presencia de agua libre en la misma se limita a los cursos de los flujos densos más o menos canalizados (*debris flow*) identificados. Aun así, el contenido de agua en el terreno, depende directamente de las épocas de deshielo o fusión de la nieve de cotas superiores y de las épocas de precipitaciones (tanto en forma de agua como de nieve).



**Figura 49:** Cárcavas y flujos con arrastre de materiales predominantemente finos y homogéneos y acumulaciones de este material con forma de lóbulos en la margen de la laguna.

#### 5.1.4. Caracterización Geotécnica de los Materiales

##### **Macizo Rocoso**

Para la caracterización del macizo rocoso del cerro Solo se ha utilizado la *Clasificación Geomecánica de Macizos Rocosos RMR (Rock Mass Rating)*, establecida originariamente por Bieniawski (1979 y 1989), siguiéndose metodológicamente los lineamientos básicos establecidos por González de Vallejo (2004). Dada la complejidad del acceso a los diferentes afloramientos rocosos en las cotas superiores y la dificultad de maniobra en los mismos, la toma de datos y las mediciones correspondientes se realizaron únicamente en algunas exposiciones rocosas muy limitadas. La falta de precisión en algunas de las medidas realizadas, así como la falta de extrapolación de datos con un mayor número de puntos de control, no permiten definir en sentido estricto una caracterización geotécnica abarcativa del macizo rocoso. La caracterización plasmada a continuación, por tanto, debiera considerarse como una caracterización aproximada del macizo rocoso en cuestión. En ella, se tuvieron en cuenta los siguientes parámetros:

- *Matriz rocosa:* clasificación, meteorización y resistencia.
- *Discontinuidades:* orientación, espaciado, continuidad o persistencia, rugosidad, abertura, relleno y filtraciones.
- *Otros aspectos:* número de familias de discontinuidades, tamaños de bloques y cálculo del RQD (*Rock Quality Designation*).



## Matriz rocosa

Las rocas que conforman el macizo corresponden fundamentalmente a un pórfido riolítico-riodacítico. En conjunto, el macizo rocoso que conforma estos materiales está meteorizado e intensamente fracturado, desde un estado fracturado en bloques generalmente tabulares decimétricos y métricos a un estado brechificado en bloques decimétricos de morfologías irregulares y angulosas (**Figura 50**).



**Figura 50:** Macizo rocoso meteorizado e intensamente fracturado.

En función de los grados de meteorización definidos por la *International Society for Rock Mechanics* (**Tabla 8**), en adelante ISRM, las rocas están en general entre los grados II y III, catalogándose el macizo rocoso de ligeramente a moderadamente meteorizado.

GRADO DE METEORIZACIÓN	TIPO	DESCRIPCIÓN
I	Fresco	No aparecen signos de meteorización.
II	Ligeramente meteorizado	La decoloración indica alteración del material rocoso y de las superficies de discontinuidad. Todo el conjunto rocoso está decolorado por meteorización.
III	Moderadamente meteorizado	Menos de la mitad del macizo rocoso aparece descompuesto y/o transformado en suelo. La roca fresca o decolorada aparece como una estructura continua o como núcleos aislados.
IV	Altamente meteorizado	Más de la mitad del macizo rocoso aparece descompuesto y/o transformado en suelo. La roca fresca o decolorada aparece como una estructura continua o como núcleos aislados.
V	Completamente meteorizado	Todo el macizo rocoso aparece descompuesto y/o transformado en suelo. Se conserva la estructura original del macizo rocoso.
VI	Suelo residual	Todo el macizo rocoso se ha transformado en un suelo. Se ha destruido la estructura del macizo y la fábrica del material.

**Tabla 8:** Evaluación del grado de meteorización del macizo rocoso (ISRM, 1981).

Mediante la utilización de una navaja y martillo de geólogo se puede estimar la resistencia uniaxial según la clasificación de la ISRM a partir de índices de campo (**Tabla 9**). Todas las determinaciones realizadas en el campo en los afloramientos estudiados permiten englobar las rocas en las clases R<sub>4</sub> y R<sub>5</sub>, roca de dura a muy dura. La resistencia a la compresión simple aproximada en forma empírica para esta clase corresponde a rangos desde 50 MPa hasta 250 MPa.

CLASE ROCA	DESCRIPCIÓN	IDENTIFICACIÓN DE CAMPO	RESISTENCIA A COMPRESIÓN SIMPLE (MPa)
R <sub>0</sub>	Roca extremadamente blanda	Se puede marcar con la uña.	0,25-1
R <sub>1</sub>	Roca muy blanda	La roca se desmenuza al golpear con la punta del martillo. Con una navaja se talla fácilmente.	1-5
R <sub>2</sub>	Roca blanda	Se talla con dificultad con una navaja. Al golpear con la punta del martillo se producen pequeñas marcas.	5-25
R <sub>3</sub>	Roca moderadamente dura	No puede tallarse con la navaja. Puede fracturarse con un golpe fuerte del martillo.	25-50
R <sub>4</sub>	Roca dura	Se requiere más de un golpe con el martillo para fracturarla.	50-100
R <sub>5</sub>	Roca muy dura	Se requieren muchos golpes con el martillo para fracturarla.	100-250
R <sub>6</sub>	Roca extremadamente dura	Al golpearlo con el martillo sólo saltan esquirlas.	> 250

**Tabla 9:** Estimación aproximada y clasificación de la resistencia a compresión simple de rocas a partir de índices de campo (ISRM, 1981).

Los valores típicos estimados del coeficiente de permeabilidad según diferentes ábacos consultados para un matriz rocosa de este tipo varían entre  $10^{-7}$  y  $10^{-12}$  m/s.

### Discontinuidades

En cuanto al análisis de discontinuidades, se pueden reconocer varias familias de diaclasas de primer y segundo orden, identificándose 3 (tres) familias de diaclasas principales y sistemáticas y al menos 2 (dos) familias de segundo orden (**Figura 51**).





**Figura 51:** Familias de diaclasas de primer orden sobre el macizo rocoso.

De las familias de diaclasas principales o de primer orden se reconocen una primera familia de diaclasas con orientación aproximada  $35^{\circ}/256$ , espaciados de moderadamente juntos a separados, continuidades o persistencias medias, aberturas de anchas a muy anchas, superficies onduladas y algo rugosas, sin relleno, juntas secas y sin evidencia de agua; una segunda familia de diaclasas con orientación aproximada  $80^{\circ}/358$  (perpendicular a la orientación de la primera familia de diaclasas), espaciados separados, continuidades o persistencias medias, aberturas de moderadamente anchas a anchas, superficies planas y algo rugosas, sin relleno, juntas secas y sin evidencia de agua; y una tercera familia de diaclasas con orientación aproximada  $77^{\circ}/310$ , espaciados muy separados, continuidades o persistencias bajas, aberturas de anchas a muy anchas, superficies de planas a escalonadas y lisas, sin relleno, juntas secas y sin evidencia de agua.

#### Otros aspectos

La clasificación de macizos rocosos planteado por ISRM (1981) contempla 9 (nueve) tipos según el número de familias de discontinuidades, de I a IX (**Tabla 10**). Acorde a la misma, el macizo rocoso se clasifica dentro de los tipos VIII y IX, con cuatro o más familias de discontinuidades identificadas y hasta brechificado.

TIPO MACIZO	NÚMERO DE FAMILIAS
I	Masivo, discontinuidades ocasionales.
II	Una familia de discontinuidades.
III	Una familia de discontinuidades más otras ocasionales.
IV	Dos familias de discontinuidades.
V	Dos familias de discontinuidades más otras ocasionales.
VI	Tres familias de discontinuidades.
VII	Tres familias de discontinuidades más otras ocasionales.
VIII	Cuatro o más familias de discontinuidades.
IX	Brechificado.

**Tabla 10:** Clasificación de macizos rocosos por el número de familias de discontinuidades (ISRM, 1981).

Para la caracterización del tamaño de bloques del macizo rocoso se ha determinado el índice Jv (**Tabla 11**). Este valor se obtiene a partir de la determinación del número total de discontinuidades que intersectan una unidad de volumen de macizo rocoso, en este caso 1 m<sup>3</sup>. Así, para este macizo rocoso en cuestión, los valores determinados del índice Jv están comprendidos entre 10 y 30, correspondiendo a bloques pequeños.

DESCRIPCIÓN	Jv (discontinuidades/m <sup>3</sup> )
Bloques muy grandes	< 1
Bloques grandes	1-3
Bloques de tamaño medio	3-10
Bloques pequeños	10-30
Bloques muy pequeños	> 30

**Tabla 11:** Descripción del tamaño de bloque en función del número de discontinuidades (ISRM, 1981).

A partir de las determinaciones realizadas, es posible evaluar el grado de fracturación global del macizo rocoso. El índice utilizado con mayor frecuencia para su definición se conoce como RQD (*Rock Quality Designation*). Este índice puede estimarse empíricamente a partir del índice Jv según las siguientes ecuaciones:

$$\begin{aligned} \text{RQD} &= 115 - 3,3 \text{ Jv} && \text{para Jv} > 4,5 \\ \text{RQD} &= 100 && \text{para Jv} < 4,5 \end{aligned}$$

Así, según el índice RQD, se establecen diferentes calidades del macizo rocoso (**Tabla 12**), correspondiendo valores de RQD por encima de 65 % a un macizo rocoso de calidad aceptable y valores de RQD por debajo de 30 % a un macizo rocoso de calidad pobre.

RQD (%)	CALIDAD
< 25	Muy mala
25-50	Mala
50-75	Media
75-90	Buena
90-100	Muy buena

**Tabla 12:** Clasificación de la calidad del macizo rocoso según el índice RQD.

Para este macizo rocoso en cuestión, teniendo un valor medio determinado del índice Jv de 20, el índice RQD se estima en un valor medio de 49 %, correspondiente a un macizo rocoso de calidad mala.

Como objetivo final es posible realizar la *Clasificación Geomecánica del Macizo Rocosos RMR (Rock Mass Rating)*, Beniaowski (1989) (**Tabla 13**). Es un método paramétrico que consiste en la obtención de un índice a partir de la suma de una serie de valores asignado a cinco propiedades específicas. La escala va de 1 a 100 y se agrupan en cinco categorías diferentes. Los parámetros considerados son: resistencia uniaxial de la matriz rocosa, grado de fracturación definida por el índice RQD, espaciado de las discontinuidades, condiciones de las discontinuidades y condiciones hidrogeológicas. A los anteriores se suma un factor de corrección según la orientación de las discontinuidades en relación a la cara libre. La clasificación final plasmada a continuación, como se comenta en párrafos anteriores, debiera considerarse como una clasificación aproximada del macizo rocoso en cuestión.



PARÁMETROS DE CLASIFICACIÓN.								
1	Resistencia a la Compresión Simple (MPa)	> 250	250-100	100-50	50-25	25-5	5-1	< 1
	Puntuación	15	12	7	4	2	1	0
2	RQD (%)	100-90	90-75	75-50	50-25	< 25		
	Puntuación	20	17	13	6	3		
3	Espaciado entre discontinuidades (m)	> 2,00	2,00-0,60	0,60-0,20	0,20-0,06	< 0,06		
	Puntuación	20	15	10	8	5		
4.- Estado de las discontinuidades	Continuidad o persistencia (m)	< 1	1-3	3-10	10-20	> 20		
	Puntuación	6	4	2	1	0		
	Abertura (mm)	Nada	< 0,1	0,1-1,0	1-5	> 5		
	Puntuación	6	5	4	1	0		
	Rugosidad	Muy rugosa	Rugosa	Algo rugosa	Lisa	Con estrías		
	Puntuación	6	5	3	1	0		
	Relleno	Ninguno	Duro (< 5mm)	Duro (> 5mm)	Blando (< 5mm)	Blando (> 5mm)		
	Puntuación	6	4	2	2	0		
	Alteración	I	II	III	IV	V-VI		
		Roca sana/fresca	Ligeramente alterada	Bastante alterada	Muy alterada	Descompuesta		
	Puntuación	6	5	3	1	0		
	5	Agua freática	Seco	Húmedo	Mojado	Goteando	Fluyendo	
Puntuación		15	10	7	4	0		
CORRECCIÓN POR LA ORIENTACIÓN DE LAS DISCONTINUIDADES.								
Dirección y buzamiento		Muy favorables	Favorables	Medias	Desfavorables	Muy desfavorables		
Puntuación (taludes)		0	-5	-25	-50	-60		
CATEGORIZACIÓN DEL MACIZO ROCOSO EN CLASES.								
Valoración RMR		100-81	80-61	60-41	40-21	< 21		
Clase		I	II	III	IV	V		
Calidad		Muy buena	Buena	Media	Mala	Muy mala		
CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS.								
Cohesión (Kg/cm²)		> 4	3-4	2-3	1-2	< 1		
Ángulo de rozamiento		> 45º	35-45º	25-35º	15-25º	<15º		

**Tabla 13:** Clasificación geomecánica RMR (Modificado de Bieniawski, 1989).

Los puntajes obtenidos, aplicando los valores representativos (conservadores, en alguno de los casos) de los parámetros identificados en este macizo rocoso y los rangos de valores planteados por Bieniawski (1989), dan un valor medio de 27 (**Tabla 14**).

PARÁMETRO		VALOR REPRESENTATIVO	PUNTAJE
1.- Resistencia a la Compresión Simple		50 MPa	7
2.- RQD		49 %	6
3.- Espaciado entre discontinuidades		0,20 – 0,60 m	10
4.- Estado de las discontinuidades.	Continuidad o persistencia	3 - 10 m	2
	Abertura	> 5 mm	0
	Rugosidad	Algo rugosa	3
	Relleno	Ninguno	6
	Alteración	Bastante alterada	3
5.- Agua freática		Seco	15
Corrección por la orientación de las discontinuidades		Medias	-25
TOTAL (RMR)			27

**Tabla 14:** Valoración total del macizo rocoso.

En consecuencia, se puede aproximar este macizo rocoso a la clase RMR IV (calidad mala). Esta valoración permite establecer una primera aproximación de los parámetros resistentes, correspondiéndose en este caso con los siguientes: valores del ángulo de rozamiento interno para taludes comprendidos en el rango 15-25° y valores de cohesión comprendidos en el rango 1-2 Kg/cm<sup>2</sup>.

### **Materiales No Consolidados**

En líneas generales, las laderas sobre estos materiales son potencialmente inestables. La estabilidad de las mismas depende de varios factores, entre otros: el espesor y el tipo de material, el contenido de humedad, la forma y la pendiente de la ladera y las características del sustrato rocoso infrayacente. Las superficies de las pendientes en las que se asientan estos materiales en la zona de estudio son abruptas e inclinadas. Entre el sustrato rocoso infrayacente y estos depósitos no consolidados tiende a circular el agua hipodérmica, la cual reduce el esfuerzo de corte. Los ángulos de reposo de estos materiales varían en función de numerosos factores, entre los que destaca la presencia o no de materiales finos, que brindan cohesión a los más gruesos. En general, suelen tener ángulos de reposo que varían entre 30° y 35° aproximadamente, y como consecuencia, cualquier pendiente disectada sobre ellos, de mayor inclinación, como es el caso de las escarpas presentes, de pendientes subverticales, debe ser considerada como potencialmente inestable.

### Depósitos glaciares

Los depósitos morénicos son depósitos no consolidados mal seleccionados, con moderados hasta altos grados de compactación. Su composición es muy heterométrica y la distribución es altamente errática. Están formados por clastos de diversas litologías, subangulosos, generalmente facetados, de diámetros decimétricos y hasta algunos métricos y abundante matriz de limosa a limo-arenosa de colores castaños claros, ocre y amarillentos y de moderada a alta consistencia (**Figura 52**).



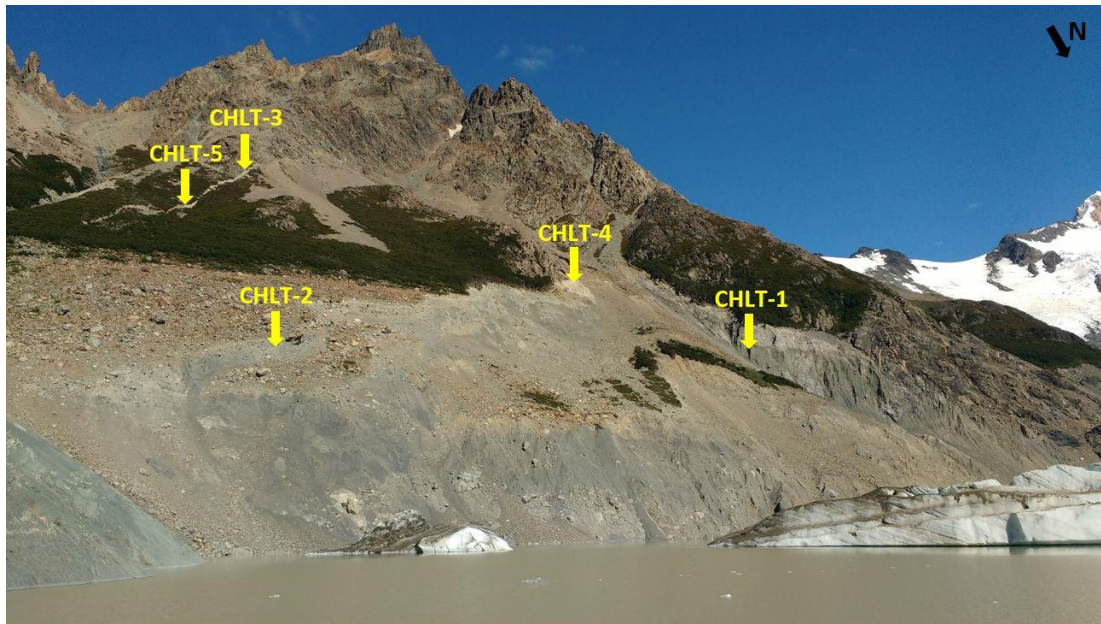


**Figura 52:** Depósitos morénicos con abundante matriz limo-arenosa de moderada-alta consistencia.

La heterogeneidad y anisotropía es la característica típica de estos depósitos, pues coexisten desde las arcillas hasta las gravas gruesas y los grandes bloques. Por ello, sus propiedades geotécnicas son altamente variables. Al estar la permeabilidad directamente relacionada con la granulometría, estos suelos son muy sensibles a inestabilidades de laderas por los incrementos de presión intersticial producidos por lluvias torrenciales y por el deshielo.

La investigación geotécnica en este tipo de depósitos es compleja. Las posibilidades de ensayar en laboratorio muestras de estos depósitos son limitadas por la presencia de partículas muy gruesas en el conjunto granular. En general, las fracciones gruesas de estos materiales pertenecen principalmente a la clase GM, correspondiente a gravas limosas, mezclas de grava, arena y limo, mientras que las fracciones finas pertenecen principalmente a la clase SM, correspondiente a arenas limosas, mezclas de arena y limo, según el *Sistema Unificado de Clasificación de Suelos*. Son materiales en general moderadamente permeables y moderadamente erosionables. Aun así, los altos grados de consolidación y compactación en estos depósitos proporcionan cierta estabilidad en taludes.

La caracterización geotécnica de estos materiales fue complementada por un muestreo y análisis en laboratorio de la fracción fina sobre la escarpa del nivel superior y la escarpa incipiente de cabecera. El plan de muestreo, puntual y estratégico, incluyó un total de 5 (cinco) muestras de suelo, etiquetadas y nombradas de CHLT-1 a CHLT-5, considerándose como muestras representativas de la fracción fina de este depósito morénico (**Figura 53, Figura 54 y Tabla 15**).



**Figura 53:** Ubicación de puntos de muestreo.

ID MUESTRA	COORDENADAS		ALTITUD (m)	PROCEDENCIA
	LATITUD	LONGITUD		
CHLT-1	49°19'38,34"S	73°01'18,47"O	814	Escarpa del nivel superior.
CHLT-2	49°19'36,74"S	73°00'56,20"O	773	Escarpa del nivel superior.
CHLT-3	49°19'50,79"S	73°00'56,24"O	1033	Escarpa incipiente de cabecera.
CHLT-4	49°19'41,38"S	73°01'11,17"O	867	Escarpa del nivel superior.
CHLT-5	49°19'46,99"S	73°00'51,57"O	950	Escarpa incipiente de cabecera.

**Tabla 15:** Coordenadas y procedencia de muestras de suelos.

Las mismas fueron enviadas para análisis en laboratorio de geotecnia, a fin de realizarse los siguientes ensayos de caracterización en todas y cada una de las muestras:

- Granulometría por tamizado (IRAM 10505).
- Granulometría por vía húmeda (IRAM 10507).
- Determinación de los límites de *Atterberg*: límite líquido, límite plástico e índice de plasticidad.
- Determinación de la humedad natural (%) (IRAM 10519).
- Sistema unificado de clasificación de suelos (IRAM 10509, 10501, 10515, 10519).
- Determinación de la densidad en laboratorio: máxima y mínima ( $N/cm^3$ ) (IRAM 10511).





**Figura 54:** Recolección de la muestra CHLT-3.

En la siguiente tabla (**Tabla 16**) se presentan los principales resultados de laboratorio obtenidos para cada una de las muestras ensayadas. Los respectivos protocolos de laboratorio se adjuntan como anexo al presente informe (**Anexo I**). De los resultados obtenidos se pueden obtener algunas conclusiones preliminares:

- Las muestras presentan granulometría arenosa y gravillosa, con una gran variación de tamaños de agregados, condiciones representativas de este tipo de depósitos morénicos. Los valores medios de la curva granulométrica asociada a este material, en un total de 5 (cinco) muestras ensayadas, establecen porcentajes de partículas de tamaño arena gruesa (retenido por el tamiz 4 ASTM) variables entre 68,5 y 40,42%, partículas de tamaño arena (retenido por el tamiz 10 ASTM) variables entre 55,78 y 22,68%, partículas de tamaño arena fina (retenido por el tamiz 40 ASTM) variables entre 36,72 y 9,88% y finos del entre 19,95 y 4,36 % (retenido por el tamiz 200 ASTM).
- La fracción de agregados finos presenta bajo contenido en arcilla y una respuesta no plástica. Con estos datos, se corrobora que la clasificación de estas muestras corresponde a suelos de la clase SM (muestras 1 y 2); GW-GM (muestra 4) y GW (muestras 3 y 5), según el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos.
- El rango estimado de valores del coeficiente de permeabilidad para los suelos de esta clase varía entre  $10^{-3}$  y  $5 \times 10^{-3}$  cm/s.
- El valor promedio de humedad natural en todas las muestras es del 6 %. Dada la influencia del contenido de humedad como de la dispersión granulométrica, en el momento del ensayo se determinó la densidad natural máxima, con humedad natural, y la densidad natural mínima, con baja humedad (<1,7 %), siendo sus

promedios de 24 y 21 N/cm<sup>3</sup>, respectivamente. En cuanto a parámetros de firmeza o compacidad, los valores de humedad y densidad obtenidos corresponden con suelos muy densos.

ID	CLASIFICACIÓN										FIRMEZA - COMPACIDAD	
	ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO (% pasante)				LÍMITES DE CONSISTENCIA			HUMEDAD NATURAL (H%)	I.C. <sup>(4)</sup>	CLASIF. S.U.C.S. <sup>(5)</sup>	DENSIDAD NATURAL MÁX. (N/cm <sup>3</sup> )	DENSIDAD NATURAL MÍN. (N/cm <sup>3</sup> )
	Arena gruesa	Arena media	Arena fina	Limo y arcilla	L.L.	L.P.	I.P.					
	# Nº 4	# Nº 10	# Nº 40	# Nº 200	(1)	(2)	(3)					
CHLT-1	67,72	55,01	36,02	19,19	9	-	NP	6,4	-	SM	24,92	21,50
CHLT-2	68,50	55,78	36,78	19,95	15	-	NP	5,7	--	SM	23,98	21,30
CHLT-3	54,42	39,42	20,37	5,10	15	2	13	8,04	0,53	GW	22,40	21,20
CHLT-4	40,88	27,84	16,09	8,69	15	1	14	4,7	0,73	GW-GM	23,60	22,00
CHLT-5	40,42	22,68	9,88	4,37	19	-	NP	6,0	-	GW	21,70	20,70
<sup>(1)</sup> L.L.: Límite Líquido. <sup>(2)</sup> L.P.: Límite Plástico. <sup>(3)</sup> I.P.: Índice de Plasticidad (NP: no plástico). <sup>(4)</sup> I.C.: Índice de Consistencia = (L.L.-H) / I.P. < 0,00 Consistencia líquida. 0,00 a 0,25 Consistencia semi-líquida. 0,25 a 0,50 Consistencia plástica muy blanda. 0,50 a 0,75 Consistencia plástica blanda. 0,75 a 1,00 Consistencia plástica dura. > 1,00 Consistencia dura.					<sup>(5)</sup> S.U.C.S.: Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (en Lambe y Whitman, 1981). GW Gravas bien graduadas, mezclas de grava y arena con pocos finos o sin ellos. GP Gravas mal graduadas, mezclas de arena y grava con pocos finos o sin ellos. GM Gravas limosas, mezclas mal graduadas de grava, arena y limo. GC Gravas arcillosas, mezclas mal graduadas de grava, arena y arcilla. SW Arenas bien graduadas, arenas con grava con pocos finos o sin ellos. SP Arenas mal graduadas, arenas con grava con pocos finos o sin ellos. SM Arenas limosas, mezclas de arena y limo mal graduadas. SC Arenas arcillosas, mezclas mal graduadas de arenas o arcillas. ML Limos inorgánicos y arenas muy finas, polvo roca, arenas finas limosas o arcillas con ligera plasticidad. CL Arcillas inorgánicas de plasticidad baja a media, arcillas con grava, arcillas arenosas, arcillas limosas. OL Limos orgánicos y arcillas limosas orgánicas de baja plasticidad. MH Limos inorgánicos, suelos limosos o arenosos finos micáceos o con diatomeas, suelos limosos. CH Arcillas inorgánicas de plasticidad elevada, arcillas grasas. OH Arcillas orgánicas de plasticidad media a alta. Pt Turba y otros suelos altamente orgánicos.							

**Tabla 16:** Síntesis de resultados de laboratorio de muestras de suelos.

También en este caso, según la *International Society for Rock Mechanics*, se puede estimar de forma aproximada la resistencia a compresión simple de suelos mediante una serie de índices de campo (**Tabla 17**). Todas las determinaciones realizadas en campo permiten asignar estos suelos a las clases S<sub>5</sub> y S<sub>6</sub>, con valores de resistencia a la compresión simple aproximada en forma empírica de 0,25 a 0,5 MPa, e incluso superiores, compatibles con una consistencia de muy firme a dura.



CLASE	DESCRIPCIÓN	IDENTIFICACIÓN DE CAMPO	ESTIMACIÓN APROXIMADA DE LA RESISTENCIA A LA COMPRESIÓN SIMPLE (MPa)
S <sub>1</sub>	Arcilla muy blanda	El puño penetra fácilmente varios centímetros	< 0,025
S <sub>2</sub>	Arcilla débil	El dedo penetra fácilmente varios centímetros	0,025 – 0,05
S <sub>3</sub>	Arcilla firme	Se necesita una pequeña presión para hincar el dedo	0,05 – 0,1
S <sub>4</sub>	Arcilla rígida	Se necesita una fuerte presión para hincar el dedo	0,1 – 0,25
S <sub>5</sub>	Arcilla muy rígida	Con cierta presión puede marcarse con la uña	0,25 – 0,5
S <sub>6</sub>	Arcilla dura	Se marca con dificultad el presionar con la uña	> 0,5

**Tabla 17:** Estimación aproximada y clasificación de la resistencia a compresión simple de suelos a partir de índices de campo (modificado de ISRM, 1981).

### Depósitos de remoción en masa

Los depósitos de remoción en masa (avalanchas y caídas de rocas y flujos densos) son depósitos inconsolidados y mal seleccionados. Están formados fundamentalmente por clastos monolitológicos (su composición refleja las rocas aflorantes de cotas superiores como área de aporte), de angulosos a muy angulosos, de diámetros de decimétricos hasta métricos y generalmente sin presencia de matriz (en algunos casos escasa presencia de matriz de limo-arenosa a arenosa de colores pardos y grises y de baja a muy baja consistencia). Las posibilidades de ensayar en laboratorio muestras de estos depósitos, y al mismo tiempo garantizar la representatividad de las mismas, son muy limitadas por la presencia de partículas muy gruesas como componentes mayoritarios en el conjunto granular que dificultan la obtención de muestras representativas y/o inalteradas que mantengan la estructura del suelo. Por ello, se tendrán en cuenta sólo algunos parámetros indicativos visuales para su clasificación. En general, se puede decir que estos materiales pertenecen principalmente a la clase GP, según el *Sistema Unificado de Clasificación de Suelos*, correspondiente a gravas mal seleccionadas, con mezclas de arena y casi sin finos. Son materiales en general muy permeables, con disposiciones variables, caóticas y sueltas de los clastos y por tanto muy poco estables en taludes (**Figura 55**). Se estima que los valores del coeficiente de permeabilidad para los suelos de esta clase son superiores a 1,0 cm/s.



**Figura 55:** Depósitos superficiales de caídas de rocas con disposiciones caóticas.

#### 5.1.5. Estimación del Volumen Total de Material Movilizado

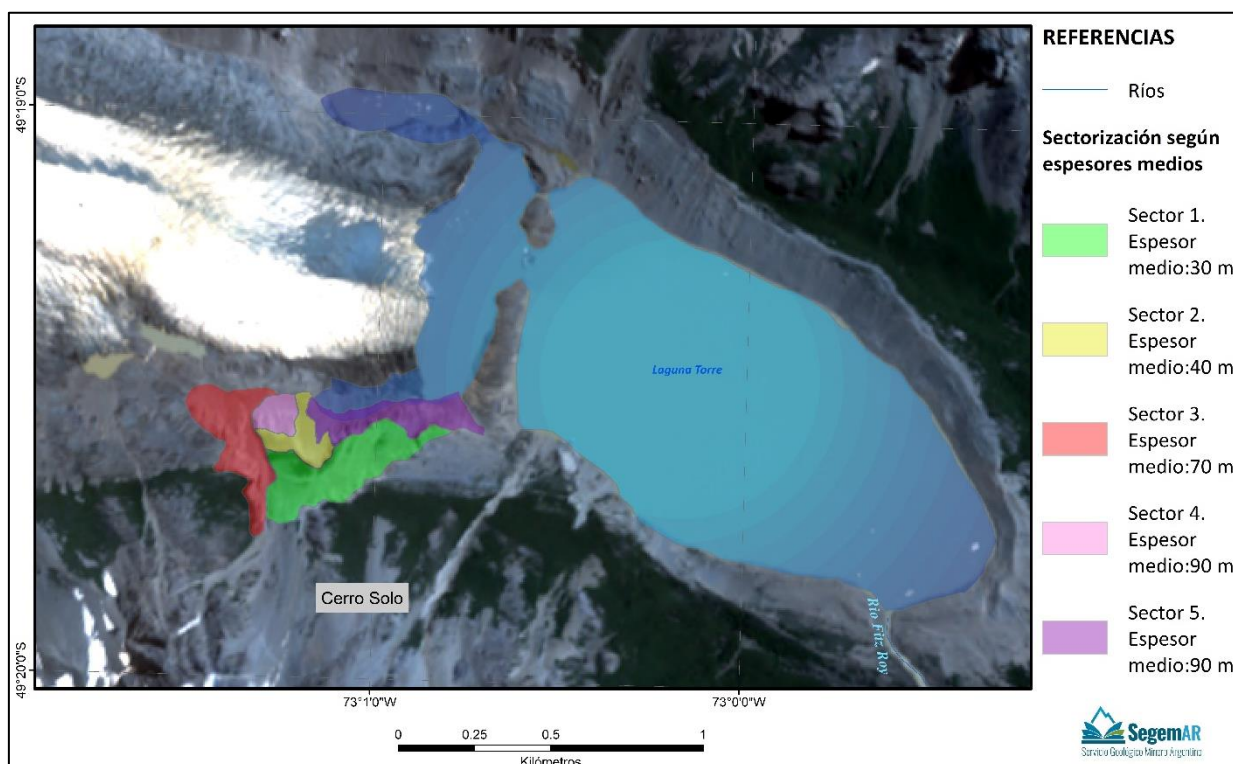
Los siguientes cálculos estimativos de los volúmenes de material movilizado sobre la superficie de la ladera directamente afectada debieran tenerse en cuenta como una aproximación preliminar. Para los mismos, se realizó una sectorización de la superficie según los espesores medios de los materiales movilizados en base a los valores medios de las alturas de los resaltes de las diferentes escarpas identificadas y descritas en párrafos anteriores (**Figura 56 y Tabla 18**).

SECTOR	SUPERFICIE APROX. (m <sup>2</sup> )	ESPESOR MEDIO (m)	VOLUMEN APROX. (m <sup>3</sup> )
1	82.855	30	2.485.650
2	22.703	40	908.120
3	66.382	70	4.646.740
4	15.278	90	1.375.020
5	39.508	90	3.555.720
<b>VOLUMEN TOTAL APROX. MATERIAL MOVILIZADO (m<sup>3</sup>)</b>			<b>12.971.250</b>

**Tabla 18:** Estimación aproximada de volúmenes de material movilizado.

Con estos datos, se estima un volumen total de material ya movilizado sobre la superficie de la ladera directamente afectada de casi 13 (trece) millones de metros cúbicos.





**Figura 56:** Sectorización según espesores medios de materiales movilizados.

## 5.2. FACTORES ACTIVOS

La ladera está sometida a procesos activos de regularización topográfica y geomorfológica. La inestabilidad de una ladera se debe al desequilibrio entre las fuerzas internas y externas que actúan sobre el terreno, de tal forma que las fuerzas desestabilizadoras superan a las fuerzas estabilizadoras o resistentes. El retroceso significativo de los glaciares Grande y Torre, y específicamente el del primero de ellos, al pie de la ladera, pudo haber generado que esta ladera, anteriormente englazada, se relaje e inestabilice, actuando e incidiendo sobre el perfil de equilibrio. La liberación y redistribución de las tensiones posteriores al retroceso del glaciar modifican el estado tensional previo, siendo su tendencia a un nuevo estado de equilibrio. Todo cambio en su estado tensional se traduce por consiguiente en pérdida de resistencia de la ladera. El deslizamiento de masas de suelo y/o roca ocurre sobre una o varias superficies de rotura netas al superarse la resistencia al corte de estas superficies.

Las precipitaciones y el régimen climático influyen en la estabilidad de la ladera al modificar el contenido de agua en el terreno. El aumento de las presiones intersticiales como consecuencia de periodos intensos de precipitaciones o de deshielo produce cambios en la estructura de los suelos que dan lugar a pérdidas de resistencia. Sumado a lo anterior, se podría también considerar la influencia de fluctuaciones del nivel del agua de la laguna Torre al pie de la ladera pueden evolucionar, de darse el caso, a magnitudes más elevadas de los desplazamientos, velocidades y aceleraciones. La posible elevación del nivel del agua, como consecuencia de periodos intensos de precipitaciones o de deshielo, provoca un aumento de las presiones intersticiales que pueden desencadenar o acelerar los movimientos. Igualmente, menos probable en este caso en particular, un descenso brusco del nivel del agua genera

condiciones de desequilibrio por permanecer los materiales de la ladera con elevadas presiones intersticiales y que no se disipen con la misma velocidad del descenso del nivel de agua.

Las sobrecargas estáticas y las cargas dinámicas que se ejercen sobre la ladera también modifican la distribución de las fuerzas y pueden generar condiciones de inestabilidad. Entre las primeras se podría considerar el peso de la nieve en época invernal que, cuando puede aportar una carga adicional y contribuir al aumento de las fuerzas desestabilizadoras. Las cargas dinámicas se deben principalmente a los movimientos sísmicos, cuyas fuerzas aplicadas de forma instantánea reducen la resistencia al corte de los materiales, pudiendo producir la rotura general de la ladera si existen condiciones favorables a la inestabilidad.

### 5.3. ***DIAGNÓSTICO DE LA SITUACIÓN ACTUAL DE LA LADERA***

Las principales conclusiones obtenidas a partir del análisis e interpretación de los datos presentados se resumen de la siguiente manera:

- 1) La ladera estudiada se encuentra cubierta prácticamente en su totalidad por un potente depósito morénico no consolidado de moderada a alta compacidad, y éste a su vez se encuentra localmente cubierto por un tapiz superficial de materiales de caída con disposiciones sueltas y caóticas. Estos depósitos impiden observar el sustrato rocoso infrayacente.
- 2) Los grandes bloques dispersos sobre la superficie de la ladera proceden fundamentalmente del dismantelamiento del macizo rocoso aflorante en cotas superiores. El resto procede de caídas y vuelcos del material morénico grueso de los taludes generados por las escarpas identificadas.
- 3) El macizo rocoso está constituido por un complejo volcánico-piroclástico de calidad geomecánica mala, según la clasificación RMR. Su alto grado de fracturación condiciona una rápida infiltración fisural del agua proveniente de precipitaciones y del deshielo hacia niveles inferiores.
- 4) La ladera está sometida a procesos activos de regularización topográfica y geomorfológica. La liberación y redistribución de las tensiones posteriores al retroceso de los glaciares Grande y Torre, y específicamente el primero de ellos, al pie de la ladera, pueden haber modificado el estado tensional previo de la ladera, siendo su tendencia a un nuevo estado de equilibrio.
- 5) La evolución de la ladera está controlada por la estructura estratigráfica presente. Los materiales afectados por el deslizamiento principal corresponden a los depósitos morénicos, en principio sin llegarse a involucrar materiales del macizo rocoso superior. Las grietas de tracción (escarpas) presentes se encuentran seguramente condicionadas por la infiltración de agua a través de los contactos entre diferentes niveles de estos depósitos morénicos. El aumento de las presiones intersticiales como consecuencia de periodos intensos de precipitaciones o de deshielo produce cambios en la estructura de los depósitos morénicos que dan lugar a pérdidas de resistencia.
- 6) La disposición de los depósitos morénicos y la presencia de grietas de tracción en ellos, sugieren



que se ha producido un descalce del pie de la ladera, iniciándose un proceso de desestabilización remontante, progresando desde el pie hacia ladera arriba, mediante deslizamientos sucesivos todavía activos que tienden a aproximar el perfil de la ladera a cada nueva posición de equilibrio. Estos procesos están inducidos por características desfavorables del pie de la ladera, tanto relativos a la naturaleza de los materiales involucrados como a la pérdida de apoyo que generaban los glaciares Grande y Torre a la misma, previamente a sus retrocesos.

- 7) Contemplada en su conjunto, la ladera no está regularizada. El carácter heterométrico de los materiales de recubrimiento, con presencia de grandes bloques, facilita una remoción diferencial de los materiales y están sujetos a mecanismos de regularización en toda la ladera. Las inestabilidades del pie de la ladera inducen reajustes que se manifiestan con la generación de escarpas y franjas deslizadas. Debido a todos estos procesos, la expresión morfológica es la superficie topográficamente desigual de la ladera, y geométricamente se configuran superficies escalonadas.
- 8) A lo largo del extremo occidental del pie del deslizamiento y al del pie de la ladera se observan otras perturbaciones locales asociadas a inestabilidades, tales como presencia de escorrentías, acompañadas de arrastres de material, y flujos densos, que afectan a los recubrimientos superficiales.
- 9) El análisis morfoestructural sugiere que el descalce del pie de la ladera, inició un proceso de desestabilización remontante, mediante deslizamientos sucesivos todavía activos. Las movilizaciones se producen mediante movimientos de tipología traslacional y de forma discontinua, pudiendo estar vinculados a períodos de intensas precipitaciones o de deshielo, y no afectando simultáneamente del mismo modo a toda la ladera. La masa deslizante es previamente independizada en fajas o bloques por grietas de tracción, evidenciándose escarpas con saltos o resaltes orográficos de diferentes magnitudes consecuencia del desplazamiento vertical de los bloques, y siendo frecuentes los movimientos de los bloques a impulsos o en diferentes fases a lo largo del tiempo, según las condiciones de resistencia de los planos de deslizamiento. En cualquier caso, el conjunto de estos procesos implicaría, a largo plazo, un reperfilado de toda la ladera.
- 10) Los afloramientos rocosos, tanto al este como al oeste, delimitan el descalce del pie de la ladera y, por consiguiente, el desarrollo longitudinal de las grietas de tracción (escarpas) ladera arriba, siendo por tanto éste uno de los factores que condicionan las dimensiones longitudinales totales del deslizamiento principal identificado. Por otro lado, la distribución de los trazados casi paralelos de las escarpas pareciera indicar un cierto control estructural del macizo rocoso altamente fracturado sobre las superficies de rotura en los depósitos morénicos.
- 11) La influencia de fluctuaciones del nivel del agua de la laguna Torre al pie de la ladera pueden evolucionar, de darse el caso, a magnitudes más elevadas de los desplazamientos, velocidades y aceleraciones. La posible elevación del nivel del agua, como consecuencia de periodos intensos de precipitaciones o de deshielo, puede provocar un aumento de las presiones intersticiales y desencadenar o acelerar los movimientos. Igualmente, menos probable en este caso en particular,

un descenso brusco del nivel del agua genera condiciones de desequilibrio por permanecer los materiales de la ladera con elevadas presiones intersticiales y que no se disipen con la misma velocidad del descenso del nivel de agua.

- 12) A pesar del tipo de movimiento descrito, remontante y por fajas o a impulsos, no se puede descartar la probabilidad de ocurrencia de algún movimiento súbito de una gran masa. En tal hipotético caso y dependiendo de la magnitud de la masa deslizada, podría existir la posibilidad, más probablemente, del desbordamiento por coronación del cierre morénico de la laguna Torre como consecuencia de una onda en la masa de agua embalsada y producirse una avenida aguas abajo con posibles consecuencias dañinas. Al respecto, tampoco debe ser obviada la probabilidad de ocurrencia de un movimiento sísmico con epicentro cercano y/o de tal magnitud que sirva de mecanismo disparador del proceso. En cualquier caso, la presencia del promontorio rocoso en el extremo este de la principal masa deslizada, al pie de la ladera y sobre elevado unos 40 metros de media por encima del nivel del agua de la laguna Torre minimizaría en cierto grado el impacto actuando como un dique de contención llegado el caso.

## **6. MODELADO PRELIMINAR DE INUNDACIÓN REPENTINA POR DESBORDE DE LA LAGUNA TORRE**

La estabilidad de las laderas en los macizos rocosos de los alrededores de la localidad de El Chaltén, tal como se desarrolló en el capítulo anterior, es un tema que concierne a pobladores y organismos estatales (Municipalidad, APN). En ambientes de alta montaña (alpinos/andinos), dado el actual retroceso de los glaciares, es común la formación de lagos y la ocurrencia de procesos de remoción en masa sobre ellos, producto del relajamiento de las laderas (Hubbard *et al.*, 2005; Rounce *et al.*, 2016; Rounce *et al.* 2017), pudiendo producir una “Crecida Repentina de Lago Glacial” (*GLOF*, por sus siglas en inglés). Este proceso se define como una liberación de agua de deshielo generada por la rotura de alguno de los bordes de la laguna que la contiene y/o por el desborde provocado por un ingreso súbito de material detrítico o hielo en la misma.

Existen evidencias en la región de procesos de este tipo, en donde deslizamientos de grandes dimensiones sobre lagos glaciales generaron olas de gran tamaño, provocando inundaciones aguas abajo, tal como lo que sucedió en febrero de 2013 en la ladera occidental del brazo Upsala del lago Argentino (Winocur, *et al.*, 2015b). Análogamente, se contempla la susceptibilidad de la ocurrencia de este fenómeno sobre la laguna Torre, producto de un potencial ingreso de gran volumen de material morénico de forma súbita, proveniente de las laderas contiguas. Las consecuencias podrían incluir un aumento considerable en el nivel del río Fitz Roy causado por el posible desborde de la laguna.

Es por este motivo, que se ha realizado un estudio preliminar de la estabilidad de la ladera norte del cerro Solo, la cual muestra en los últimos 30 años deslizamientos varios y caídas de material, y que se encuentra adyacente a la laguna Torre.



Para evaluar las posibles zonas afectadas por deslizamientos, la metodología utilizada incluye el análisis de registros pasados, observaciones de campo y herramientas de ArcGIS, y luego el modelado numérico, utilizando el software “*LaharZ*”, desarrollado por el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS), que pronostica áreas que probablemente puedan ser inundadas por eventos hipotéticos futuros. Los pronósticos utilizan ecuaciones de ley de potencia, cada una de forma  $A=c.V^{2/3}$ , relacionando el volumen del flujo de masas (V) con áreas planimétricas o de sección transversal (A) inundadas por un flujo promedio a medida que desciende un determinado drenaje (Schilling, 2014).

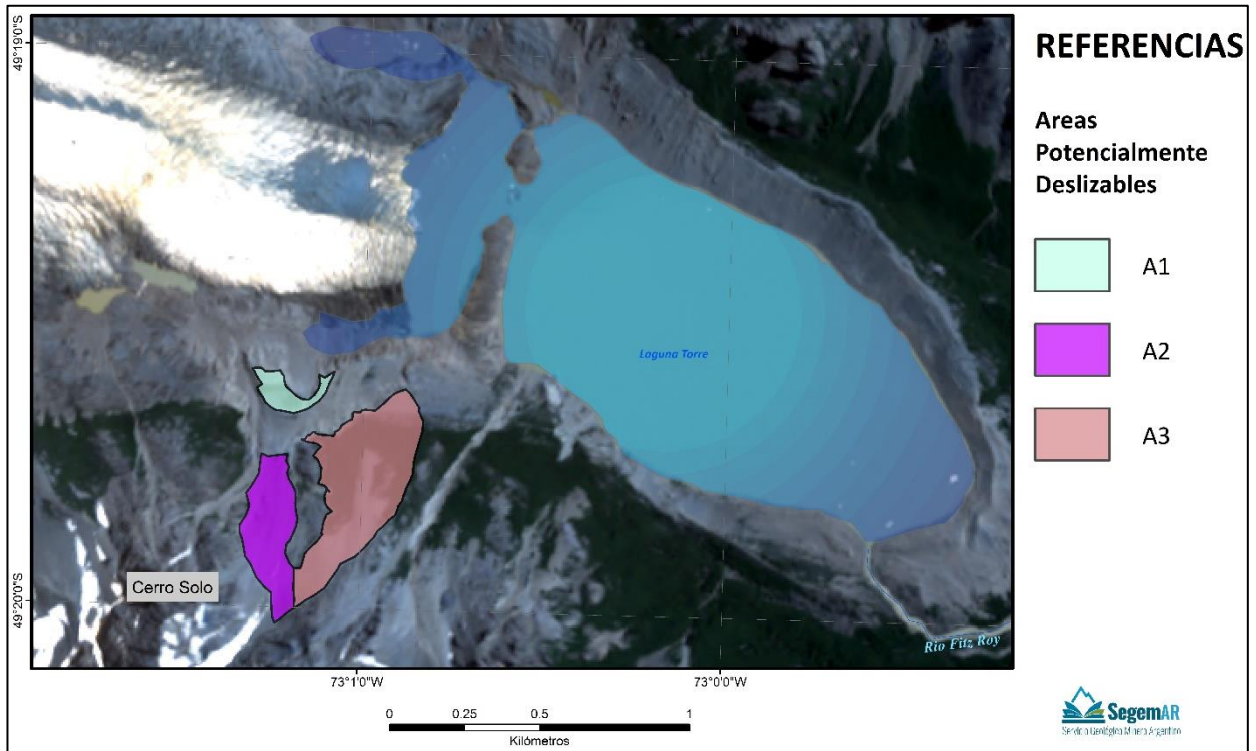
Se utilizó para el estudio un Modelo Digital de Elevación (DEM) de 12,5 metros de resolución, tomado de una imagen del satélite Alos Palsar de 2011. Esta imagen fue descargada de la página web del Alaska Satellite Facility (<https://www.asf.alaska.edu/>) y se usó como entrada para LaharZ y para el análisis de hidrología y pendientes.

Se describen a continuación una serie de procesos que, encadenados, podrían generar inconvenientes en la cuenca del río Fitz Roy, afectando posiblemente la localidad de El Chaltén:

#### **1. Deslizamientos y caídas de material de origen glaciario (till) – Ladera norte del cerro Solo**

A partir de registro fotográfico (archivo personal del Sr. Rolando Garibotti) y de imágenes satelitales de los últimos 30 años, se definieron diferentes zonas de deslizamientos de tipo planar. Mediante tareas de campo, se determinaron espesores aproximados y se zonificaron los depósitos caídos, así como también se identificaron 3 zonas de potenciales deslizamientos (A1, A2 y A3, **Figura 57**).

Mediante el análisis con herramientas de ArcGIS se determinaron las áreas, y, a partir de datos de campo, posteriormente se calcularon los volúmenes deslizables, considerando que los depósitos tienen forma de cuña. Para cada área, se modelaron deslizamientos del total del volumen estimado y del 50% del mismo, tomando como antecedentes los deslizamientos previos sobre la ladera de estudio, que se desarrollaron gradualmente.

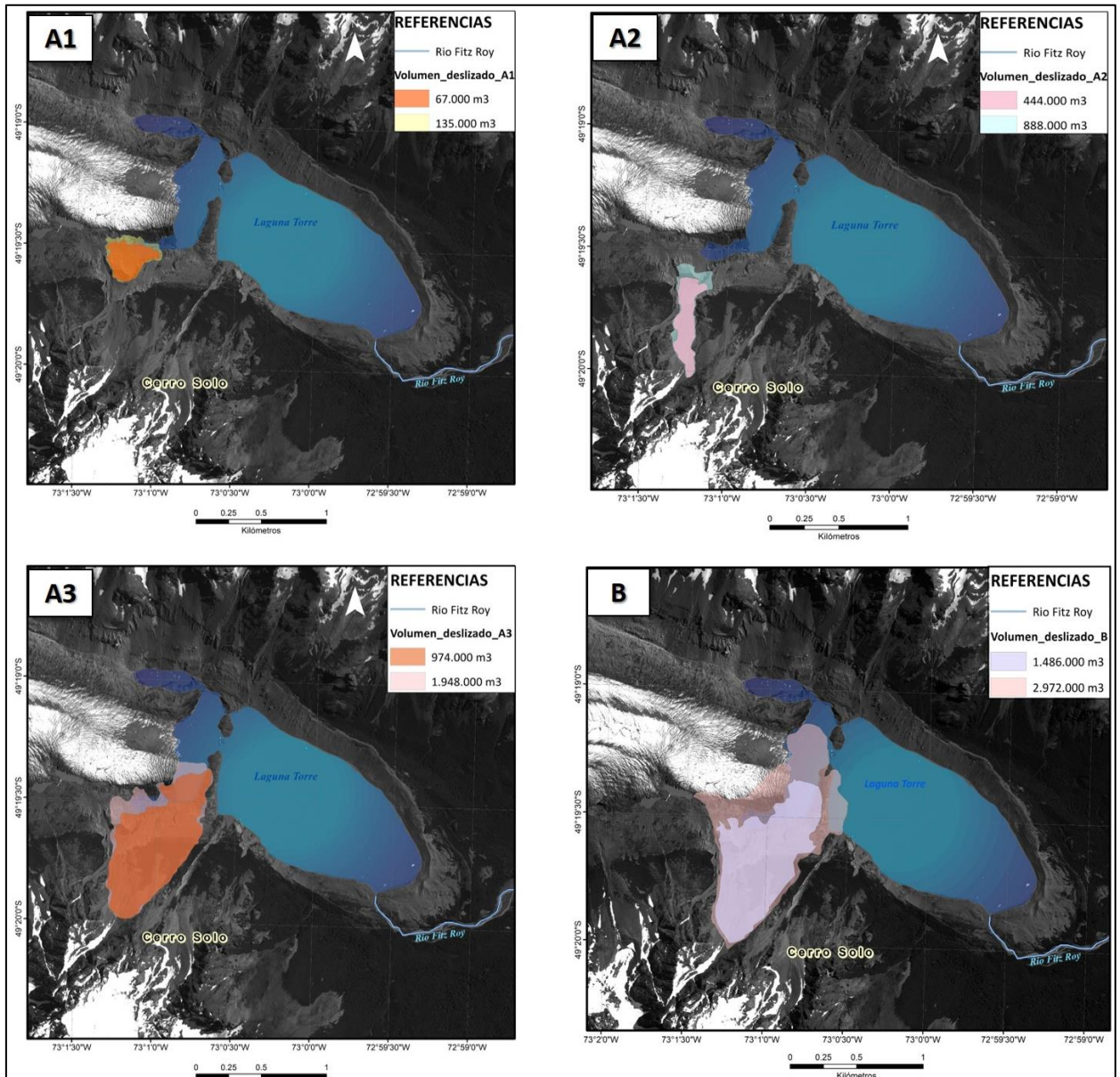


**Figura 57:** Áreas potencialmente afectadas por procesos de remoción en masa en el cerro Solo.

## 2. Cuantificación del volumen a ingresar en la laguna Torre

A partir de las modelaciones de áreas cubiertas por material deslizado, se analizó el volumen de material que ingresaría en la laguna Torre, planteándose 4 escenarios (**Figura 58**):

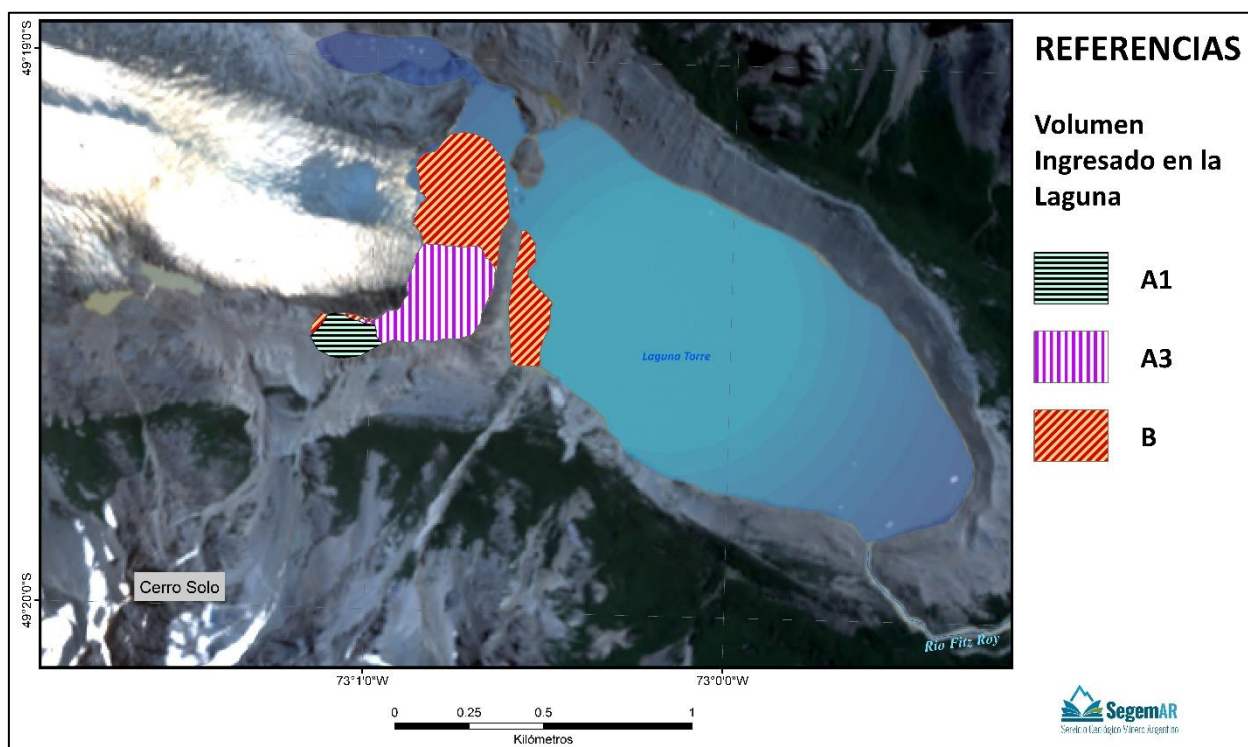
- Deslizamiento del área A1
- Deslizamiento del área A2
- Deslizamiento del área A3
- Deslizamiento conjunto de las áreas A2 y A3 ("B")



**Figura 58:** Áreas potencialmente ocupadas por material deslizado según escenarios propuestos.

Se cuantificó el material deslizado que ingresa a la laguna en cada escenario, estimándose su área y volumen. Cabe mencionar que en el caso del área A2, los depósitos se acumularían sobre la ladera, sin alcanzar la laguna (**Figura 59**).



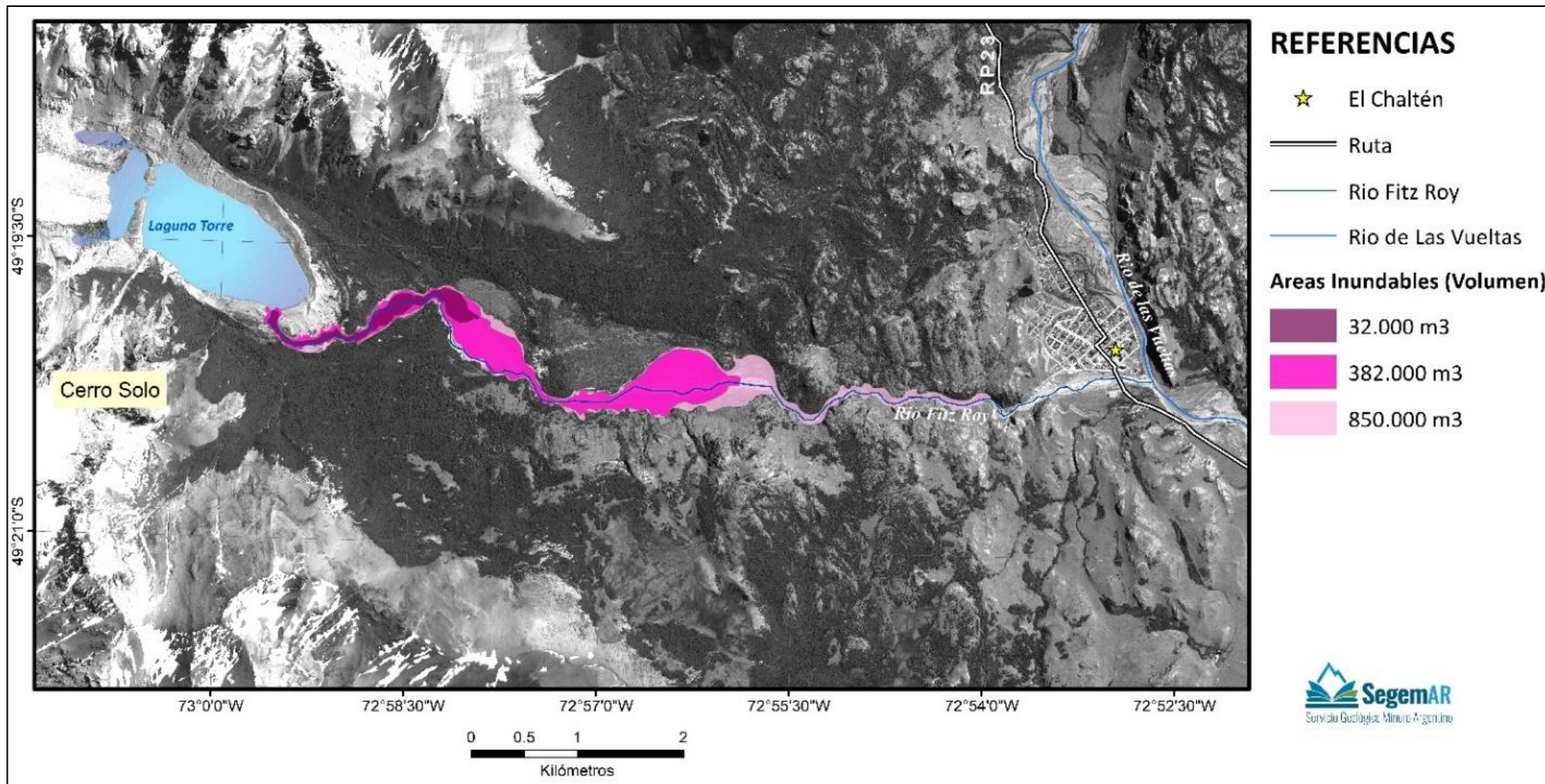


**Figura 59:** Material que ingresaría en la laguna, según escenarios propuestos.

### 3. Efectos potenciales del ingreso de material en la laguna

De acuerdo a los escenarios propuestos, el efecto del ingreso de material proveniente de la ladera del cerro Solo, podría ser un incremento del nivel de agua en la laguna Torre, tal que, en caso de desbordar, generaría una crecida repentina del río Fitz Roy. Para el cálculo de agua desplazada, se consideraron los volúmenes de material ingresado en la laguna calculados en el paso 2, estimándose que tal volumen generaría un volumen equivalente de agua desbordada en las nacientes del río.

De esta forma, se obtuvo un volumen por cada escenario y se estimó su alcance sobre el valle del río (**Figura 60**).



**Figura 60:** Áreas potencialmente inundables por desborde la laguna Torre.

Como se observa en la **Figura 60**, todos los escenarios de inundación propuestos involucran un anegamiento próximo o directamente sobre los senderos de trekking del Parque Nacional Los Glaciares y sobre el campamento D'Agostini.

Se destaca la división de la laguna, por medio de un promontorio rocoso que se eleva 40 metros en promedio sobre la misma, el cual minimizaría en cierto grado el posible impacto de una ola o crecida. Aun así, en el caso del escenario máximo planteado, la crecida tendría un volumen tal, que se extendería por el valle del río Fitz Roy.

#### 4. Escenarios máximos

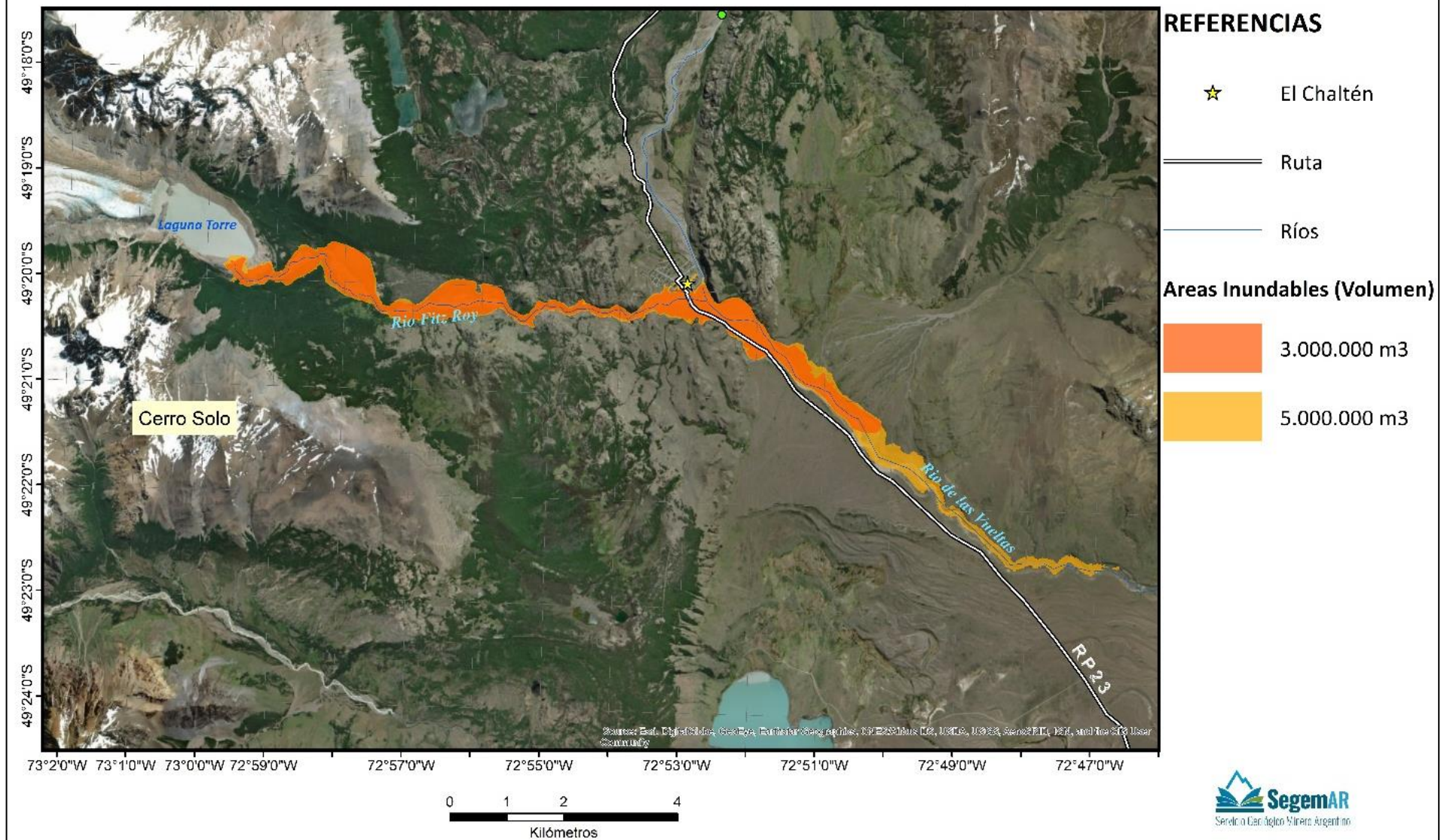
Si bien los estudios presentados en este informe muestran áreas potencialmente deslizables con los volúmenes expuestos en el paso 3, no se pueden descartar datos presentados previamente, donde se manifiestan volúmenes inestables de mayor magnitud. Es por esto, que se consideraron adicionalmente dos escenarios de máximo peligro, correspondiendo el primero de ellos al volumen estimado por Winocur *et al.* (2015a) y el segundo al volumen de material ya movilizado estimado en el presente informe (**Tabla 18**). Se utilizó idéntica metodología que en el paso 3, modelándose luego la inundación con los volúmenes que ingresan en la laguna (**Figura 61**); los valores utilizados en los escenarios son (**Tabla 19**):

Escenarios Máximos	Volúmenes inestables (m <sup>3</sup> )	Área Cubierta por Deslizamiento (m <sup>2</sup> )	Área Cubierta sobre la Laguna (m <sup>2</sup> )	Volumen de Material en la Laguna* (m <sup>3</sup> )
C1	8.000.000	1.350.550	522.769	3.000.000
C2	13.000.000	1.603.210	614.253	5.000.000

**Tabla 19:** Estimación aproximada de volúmenes de material movilizado. \*Volumen modelado en las inundaciones.



## Áreas Inundables por Crecidas Repentinas



**Figura 61:** Áreas inundables – Escenarios máximos.

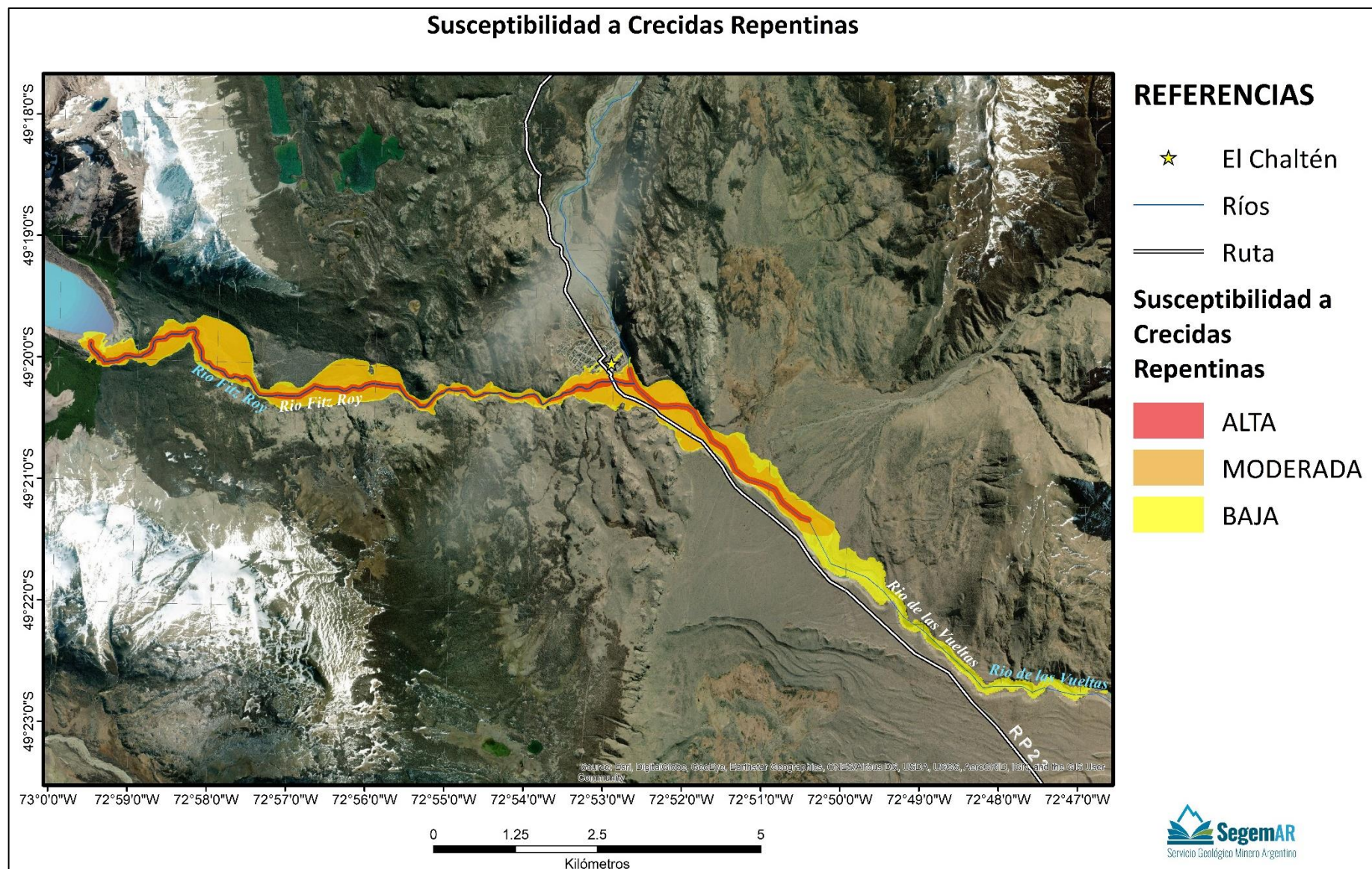
Como se observa en la **Figura 61**, el escenario de inundación cubriría el valle del río Fitz Roy, sobrepasando ampliamente la confluencia con el río De Las Vueltas. Esto tendría efectos considerables en el extremo sur de la localidad, así como sobre la traza de la RP23, en particular sobre el puente de acceso e infraestructura adyacente.

## 5. Zonificación de Susceptibilidad a Crecidas Repentinas

A partir de los resultados obtenidos en el paso 4, se definieron tres zonas de susceptibilidad a crecidas repentinas en el valle del río Fitz Roy. En la **Figura 62** se distingue la zona de susceptibilidad ALTA, que se extiende hasta 50 m a ambos lados del cauce, mientras que la zonas MODERADA y BAJA se corresponden con las áreas inundables establecidas en los escenarios máximos de 3.000.000 m<sup>3</sup> y 5.000.000 m<sup>3</sup>, respectivamente. En la **Figura 63** se detalla la localidad de El Chaltén, donde se observa que el sector sur, incluyendo las plantas de tratamiento de efluentes, de generación eléctrica y recicladora, el puesto de Vialidad Provincial, instalaciones de Parques Nacionales, la avenida Costanera Sur y los siguientes 400 metros hacia el centro del ejido serían las zonas susceptibles de ser afectadas.

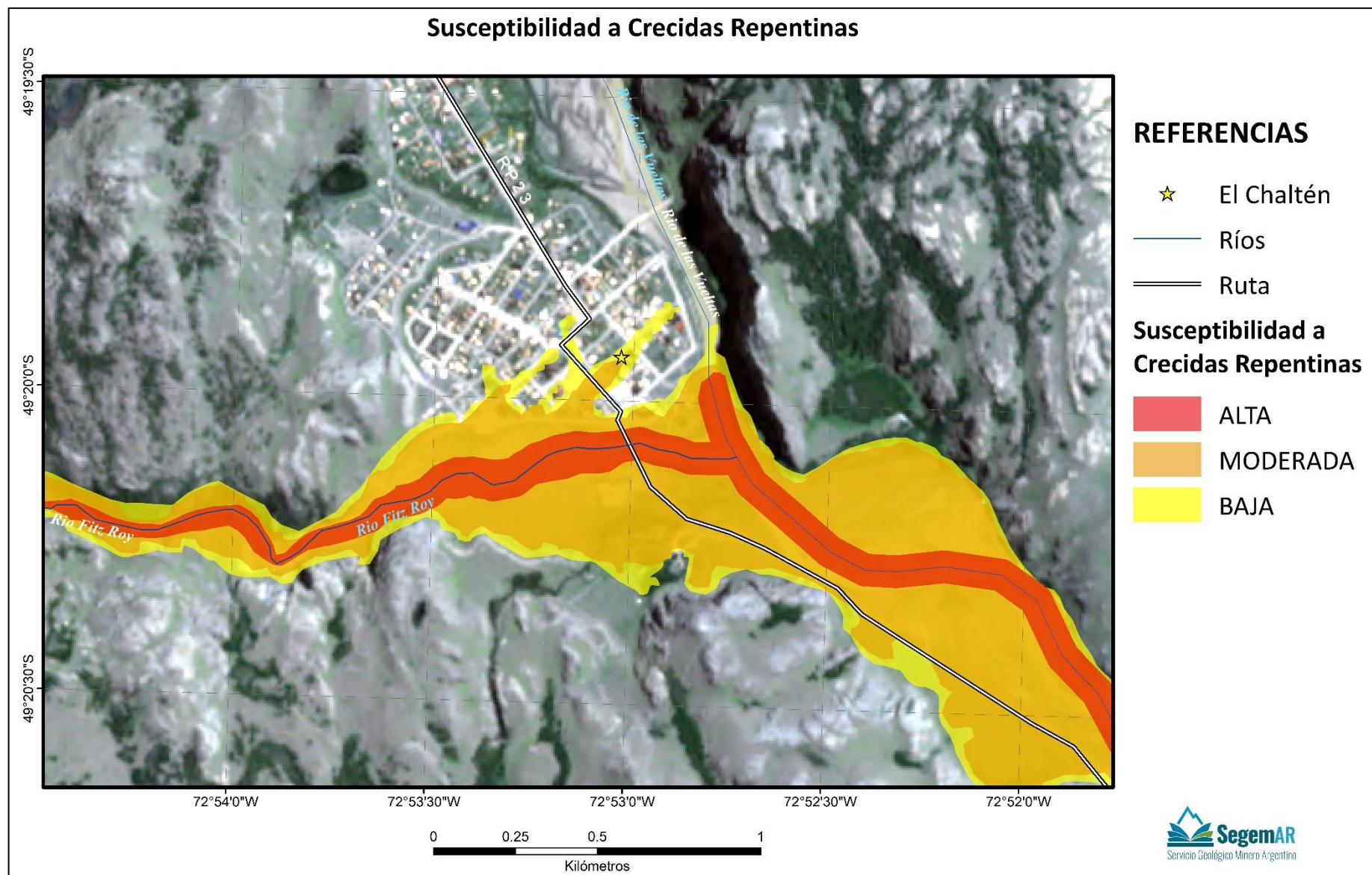
Cabe aclarar que, si bien se han delimitado estas zonas de susceptibilidad, no se puede descartar la posible afectación de zonas adyacentes por tratarse de fenómenos de naturaleza excepcional, ya que dependen de factores varios, tales como volumen de material ingresado a la laguna, lugar de ingreso y magnitud y localización de los disparadores.





**Figura 62:** Mapa de Susceptibilidad de crecida repentina en el valle del río Fitz Roy y su desembocadura.





**Figura 63:** Detalle del Mapa de Susceptibilidad de crecida repentina en cercanías de la localidad de El Chaltén.

## 7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En la presente contribución se han analizado las características del medio físico y las influencias que éste ejerce sobre el desarrollo de la población y actividad humana, teniendo en cuenta especialmente los peligros naturales más frecuentes. El área de estudio muestra una tasa de crecimiento poblacional elevada desde la fundación de la localidad que, sumado a la afluencia sostenida de turistas, hace necesario el estudio de peligrosidad geológica.

Los mapas de susceptibilidad deben considerarse como una herramienta fundamental en la elaboración de planes de mitigación, planificación urbana, usos del suelo y ordenamiento territorial, sirviendo como elemento base en la generación de políticas por parte de organismos nacionales, provinciales y municipales.

De acuerdo a los resultados expuestos en los apartados anteriores, se concluye que los principales procesos activos en el área corresponden a caídas de roca, deslizamientos, erosión fluvial y en menor medida, inundaciones por desborde de los ríos.

Los fenómenos de remoción en masa se encuentran ampliamente distribuidos en la zona estudiada debido al alto relieve relativo disponible y a la acción glaciaria que “preparó” la roca y dejó como resultado depósitos de material escasamente cohesivo. Los factores controlantes considerados más relevantes han sido el tipo litológico aflorante, el grado de meteorización y diaclasamiento de las rocas, la presencia de cobertura detrítica y la inclinación de las pendientes.

Del relevamiento del área afectada por los procesos surgen una serie de consideraciones generales que deben ser tenidas en cuenta para el futuro manejo de las amenazas naturales:

- Iniciar el registro de datos hidráulicos, tales como aforos y caudales de los ríos principales, aguas arriba y aguas abajo de la localidad, con periodicidad tal que queden evidenciados los cambios estacionales en los flujos.  
En el caso de la ocurrencia de crecidas es fundamental registrar fecha, hora de inicio, duración, altura máxima del río y caudal máximo.
- Crear una red de alerta temprana contra las inundaciones que permita contar con tiempo para realizar evacuaciones ordenadas de la población aguas abajo, a partir de los datos hidráulicos recabados.
- Generar un registro de las obras hidráulicas afectadas por crecidas y del mantenimiento efectuado en cada ocasión.
- Generar un registro de las obras de ingeniería viales nuevas, tareas de mantenimiento e incidentes sobre la traza de la RP23, a fin de evitar futuros procesos de remoción en masa, en especial cuando es adyacente al macizo rocoso.
- Instalación de cartelería preventiva en zonas con caída de rocas, especialmente en los senderos del Cordón de Los Cóndores.

- Registrar periódicamente cambios en las laderas de las zonas adyacentes a la localidad que pudiesen disparar procesos de remoción en masa y/o crecidas repentinas en el ámbito de estudio. Estos registros pueden realizarse mediante toma de datos con GPS, fotografías y mediciones. Se sugiere la creación de un registro comunitario dentro de la municipalidad en el cual los pobladores puedan volcar observaciones de campo, tales como pequeños deslizamientos y cambios en los macizos, que sirvan para un monitoreo preliminar de las laderas.
- Realizar planes de ordenamiento territorial con vistas a evitar la urbanización en aquellas áreas que sean más susceptibles a la acción de los procesos naturales.
- Realizar estudios de estabilidad de la ladera adyacente a la laguna Torre, en el sector norte, debido a que se han constatado deslizamientos y algunos pobladores han expresado su inquietud por haber observado cambios en los senderos a lo largo de los años.

## **7.1. RECOMENDACIONES DE ACTUACIÓN A CORTO PLAZO EN LA LADERA NORTE DEL CERRO SOLO**

### **7.1.1. Tareas de Monitoreo**

El primer paso que se debería llevar a cabo es definir un plan de monitoreo y auscultación de la ladera para disponer de un mayor número de datos reales sobre su evolución. Una información de calidad (provista por un equipo de instrumentación de ladera), extensa en el espacio (con profusión de datos) y dilatada en un período de tiempo de control (de varios años), permitiría aumentar las posibilidades de éxito en el pronóstico del comportamiento de la ladera. Al mismo tiempo, estos datos permitirían cuantificar con mayor detalle, de ser factible, las posibles medidas de estabilización, en caso de que los movimientos detectados así lo aconsejaran, o desecharlas de manera definitiva.

El plan de monitoreo debería incluir como mínimo la medición de movimientos en superficie mediante métodos topográficos o geodésicos colocando varios puntos de referencia fijos y fiables y la instalación de extensómetros, inclinómetros y acelerógrafos.

Las mediciones de desplazamiento a lo largo del tiempo pueden hacerse por métodos topográficos o geodésicos sobre la escarpa del nivel superior y sobre la escarpa incipiente de cabecera y pueden dar una idea muy buena de su movimiento absoluto y de la velocidad del movimiento. Los extensómetros, los inclinómetros y los acelerógrafos servirían para auscultar los posibles movimientos del terreno y sus características, tales como direcciones, velocidades y sus cambios.

Como medida preliminar, y hasta la puesta en marcha de una instrumentación adecuada y precisa en la ladera objeto de estudio, se han instalado 4 (cuatro) pares de estacas de control, 2 (dos) pares de estacas sobre la escarpa del nivel superior, y otros 2 (dos) pares de estacas sobre la escarpa incipiente de la cabecera para la obtención de mediciones preliminares de desplazamientos en función del tiempo (**Figura 64, Tabla 20**).



Nº	COORDENADAS GEOGRÁFICAS		COTA (m)
	LATITUD	LONGITUD	
1	49°19'36,76"S	73°00'56,13"O	774
2	49°19'36,67"S	73°00'54,91"O	776
3	49°19'48,91"S	73°00'53,69"O	993
4	49°19'46,99"S	73°00'51,57"O	950

**Tabla 20:** Coordenadas geográficas de puntos de control.



**Figura 64:** Ubicación de puntos de control.

La lectura y la recogida de datos (**Anexo II**) en todos estos casos debería de ser durante un lapso superior a un ciclo meteorológico anual y de forma periódica, en una primera fase al menos cada 2 (dos) meses, y con frecuencias superiores en caso de períodos de intensas precipitaciones, periodos de deshielo o durante las épocas en las que el nivel de la cota del agua de la laguna Torre se modifique sustancialmente. En este sentido, se recomienda realizar al menos 1 (una) medición posterior en el caso de un ciclo de varios días de intensas precipitaciones. De igual manera, se recomienda realizar al menos 1 (una) medición posterior en el caso de ocurrencia de algún sismo con epicentro cercano al lugar.

Otro aspecto que resultaría conveniente llevar a cabo sería la implementación de un sistema automático de auscultación de movimientos en superficie mediante topografía de precisión, análisis de imágenes satelitales (interferometría) o utilizando alguna de las técnicas electrónicas hoy en uso que, con la fiabilidad suficiente, permiten conocer en tiempo real y centralizar la información por control remoto. Las imágenes obtenidas mediante vehículo aéreo no tripulado en forma periódica pueden también ofrecer información muy relevante. En el caso de la técnica del GPS automático, dado que el grado de precisión de las medidas depende de otros aspectos que no son susceptibles de controlar (condiciones atmosféricas, número de satélites en operación en los momentos de lectura, etc.), las medidas que proporcionen los equipos se deben analizar informática y estadísticamente de manera inmediata para eliminar valores anómalos y acotar el margen de error.

Todo el proceso de monitoreo debería ser llevado a cabo por una empresa geotécnica, especializada en monitoreo, auscultación y control de laderas. Sus actuaciones deberían incluir:

- Definición y alcance de parámetros a controlar.
- Instalación de estaciones fijas de control.
- Utilización de equipos informáticos y software de gestión de la información.
- Envío de la información por control remoto a una unidad central.
- Interpretación estadística de los resultados obtenidos.
- Especificación de umbrales de alerta.
- Verificación del correcto funcionamiento y mantenimiento de los sistemas.

Con estas tareas de seguimiento y control de la ladera se podría proceder a tomar las medidas oportunas en caso de que se supere el umbral considerado como de alerta (incrementos de la velocidad de movimientos, variaciones de las magnitudes registradas, etc.). En todo caso, se hace indispensable la elaboración y el diseño de un plan de emergencia ante una hipotética situación en que se superen los umbrales de alerta especificados, así como su divulgación y concienciación en los habitantes de la localidad.

Como complemento a las tareas de auscultación inherentes a la ladera, se considera además de gran importancia el monitoreo de las fluctuaciones del nivel del agua de la laguna Torre al pie de la ladera y su desagüe hacia el río Fitz Roy con una estación de aforo, así como el monitoreo de la evolución de los glaciares Grande y Torre, y sus posibles influencias en cuanto al desencadenamiento o aceleración de movimientos detectados con la instrumentación mencionada y a instalar en la ladera. Por otro lado, los estudios históricos y estadísticos de series de precipitaciones (analizando la recurrencia o periodos de retorno, regímenes, máximos históricos, etc.) y sus relaciones con movimientos detectados mediante las técnicas de auscultación podrían contribuir a la estimación de la frecuencia de los mismos.

#### 7.1.2. Estudios Complementarios de Detalle

Como se comenta en párrafos anteriores, como parte del análisis de las causas y de los factores que controlan y desencadenan los procesos en esta zona, con vistas a la correcta prevención de los movimientos, es de gran importancia caracterizar adecuadamente los materiales involucrados y su distribución en profundidad, con especial atención el espesor de los depósitos morénicos, el contacto entre éstos y el sustrato rocoso (morfología, estado, zonas de alteración, etc.), la identificación de la superficie de rotura y deslizamiento y otras posibles anomalías que pudieran estar presentes en el subsuelo. Una buena aproximación en la cubicación del posible volumen de material a movilizarse requiere de la identificación de la superficie principal de rotura por la que se desliza la masa movilizada.

Dada la complejidad de acceso a la zona como para realizar sondeos mecánicos a gran profundidad que superen la cota de la superficie de rotura y deslizamiento, una opción para obtener parte de estos datos podría ser mediante métodos geofísicos, tales como las técnicas derivadas de la sismica de

refracción o la resistividad eléctrica a lo largo del perfil de la ladera o al menos en tramos representativos. Con estas técnicas es posible identificar, entre otros, espesores de recubrimientos, grados de alteración de materiales y, por consiguiente, es posible identificar la posición de la superficie de rotura y deslizamiento a partir de las diferencias en las propiedades de la masa movida y el sustrato estable de la ladera. Con el procesamiento y la interpretación de los datos y la realización de perfiles, tanto longitudinales como transversales al deslizamiento, que muestren la disposición y el espesor de los depósitos morénicos, la morfología y el estado de su contacto con el sustrato rocoso infrayacente, la o las superficies de rotura y/o deslizamiento y otras posibles anomalías, se puede llegar a una buena aproximación en la ubicación de los posibles materiales a movilizarse.

Como consecuencia de la obtención de mayor número de datos reales a tomar (mayor conocimiento geológico, hidrogeológico y geomecánico), se puede pensar en realizar una cartografía de detalle de zonas inestables o potencialmente inestables, una modelización matemático tenso-deformacional ajustada de los diferentes materiales involucrados y realizar el análisis y la evaluación de la estabilidad *a posteriori* y del comportamiento (general y por zonas) de la ladera (*back analysis*) mediante soporte informático especializado (GEOSLOPE, SLIDE, GEO5, etc.). Se deberían contemplar diferentes hipótesis de partida de cálculo (en función de los factores que influyen, condicionan y desencadenan las inestabilidades), de tal manera que se cubran todas las situaciones razonables en las que se pueda encontrar la ladera como para poder adoptar posteriormente las conclusiones oportunas, entre ellas, de aplicar y de ser factibles, el diseño de medidas correctoras o estabilizadoras.

## **7.2. RECOMENDACIONES DE ACTUACIÓN A LARGO PLAZO EN LA LADERA NORTE DEL CERRO SOLO**

En general, las actuaciones a largo plazo son las relacionadas al tipo de medidas correctoras o estabilizadoras para mitigación o reducción de los daños en caso de detectarse altas velocidades de movimientos o aceleraciones significativas durante el monitoreo y la auscultación de la ladera. Aun así, los deslizamientos de magnitudes importantes, como es este caso, y la adopción de estas medidas requerirá un análisis pormenorizado y continuo de los resultados del plan de monitoreo. La definición exacta de las medidas de estabilización se debe realizar con detalle dentro de un proyecto específico que contemple distintas alternativas.

Las actuaciones, de poder llevarse a cabo, se deben decidir en función de:

- El volumen de masa inestable.
- Las pautas del movimiento, velocidad del proceso y comportamiento de la masa inestable.
- La pendiente y altura de la ladera.
- El tipo de materiales presentes.
- La accesibilidad a la ladera, gran condicionante en este caso.
- Influencia de la actividad sísmica en la zona.



En cualquiera de los casos, se deberían analizar las posibilidades reales de ejecución, así como sus costos asociados, en la implementación de medidas de estabilización para un deslizamiento de la magnitud como el abordado y en un entorno de muy difícil acceso y particularmente sensible desde un punto de vista medioambiental y turístico.

## **8. AGRADECIMIENTOS**

El presente trabajo fue posible a partir de la amplia colaboración recibida por parte de los organismos y referentes locales que permanecen involucrados en los temas socio-ambientales de la localidad de El Chaltén.

En particular se agradece al Jefe de Gobierno del Municipio Sr. Eduardo Marino y colaboradores por su amable atención y el aporte de datos significativos.

A todo el personal de la Seccional Lago Viedma de la Administración del Parque Nacional Los Glaciares, en especial al encargado de la seccional Lago Viedma, Sr. Pablo Rosso, como así también al Sr. Jorge Lenz por la asistencia en las comunicaciones, datos de la zona y logística.

A la Comisión de Auxilio del Centro Andino de El Chaltén, en particular al Sr. Leonardo Viamonte por la valiosa colaboración en campo, efectuando importantes tareas de acondicionamiento del acceso al lugar, así como el porteo de los insumos necesarios al campamento base, y al Sr. Vicente Labate por brindar vasta información histórica y contactos locales.

Se reconoce especialmente al Sr. Rolando Garibotti por su aporte de datos bibliográficos, información local, archivo fotográfico personal e inquietudes acerca de posibles fenómenos naturales en el área.

Por último, también agradecer al Lic. Andrés Kosmal, por el aporte de su conocimiento del área e información acerca de episodios de crecidas y caídas de roca recientes.

Finalmente agradecemos a los Lic. Manuela Elissondo y Lic. Luis Fauqué del SEGEMAR y al Dr. Guido Bacino del CONICET por su colaboración en las tareas de gabinete.

## 9. TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

BENIAWSKI, Z., 1989. *Engineering rock mass classification*. John Willey & Sons, London.

CHEN, D. y H. W. CHEN. 2013: *Using the Köppen classification to quantify climate variation and change: An example for 1901–2010*. *Environmental Development*, 6, 69-79, 10.1016/j.envdev.2013.03.007.

CORBELLA, H. y LARA, L. E. 2008. *Late Cenozoic Quaternary Volcanism in Patagonia and Tierra del Fuego*. En RABASSA, J. (ed.) *The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego. Developments in Quaternary Science*. Elsevier 11: 95-119, Amsterdam.

FERNÁNDEZ, D.S. 2017. Análisis de susceptibilidad de movimientos de remoción en masa a escala regional en un sector de la Puna Argentina. *Serie de Correlación Geológica*. 33. 15-26.

FERNÁNDEZ, D.S. y PUCHULU, M.E. 2015. Modelación de áreas susceptibles de deslizamientos mediante análisis espacial y regresión logística multivariante. Libro de resúmenes del VI Congreso de Geología del Cuaternario y Geomorfología: 293 - 294. ISBN: 978 - 987 - 3767 - 34 - 0.

GIACOSA, R., D. FRACCHIA, N. HEREDIA y F. PEREYRA. 2013. Hoja Geológica 4972-III y 4975-IV, El Chaltén, provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 399, 89p. Buenos Aires.

GONZALEZ DE VALLEJO, L.I. (Coord.), 2004. *Ingeniería Geológica*. Pearson-Prentice Hall. Madrid. 835 págs.

GONZALEZ-FERRAN O. 1995. *Volcanes de Chile*. Santiago: Instituto Geográfico Militar, 635 p.

GUTIÉRREZ F., GIOCADA A., GONZALEZ FERRAN O., LAHSEN A. y MAZZUOLI R. 2005. *The Hudson volcano and surrounding monogenetic centres (Chilean Patagonia): an example of volcanism associated with ridge-trench collision environment*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 145: 207-233.

HARAMBOUR, S.M. 1988. Sobre el hallazgo del mítico Reclus, ex mano del Diablo, Hielo Patagónico Sur, Magallanes, Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 15, p. 173-180.

<http://bdhi.hidricosargentina.gob.ar/MuestraDatos.aspx?Estacion=12820>

<http://contenidos.inpres.gob.ar/sismos>

<http://www.losglaciares.com/es/parque/geologi2.html>

HUBBARD, B., HEALD, A. y REYNOLDS, J.M., 2005. *Impact of a rock avalanche on a moraine-dammed proglacial lake: Laguna Safuna Alta, Cordillera Blanca, Peru*. *Earth Surface Processes and Landforms* 30: 1251–1264.

ISRM, 1981. *Suggested methods for rock characterization, testing and monitoring*. ISRM, E. Brown ed., Pergamon Press, London.

KILIAN R., HOHNER M., BIESTER H., WALLRABE-ADAMS H. J. y STERN C. R. 2003. *Holocene peat and lake sediment tephra record from the southernmost Chilean Andes (53-55° S)*. *Rev Geol Chile*, 30: 23-37.

KOSMAL, A. y SPIKERMANN, J.P., 2001. Geología de la zona del cerro Fitz Roy, provincia de Santa Cruz. *Rev. Mus. Argentino Cienc. Nat.*, n.s. 3(1): 41-53.

LLIBOUTRY, L. 1956 *Nieves y Glaciares de Chile*. Ediciones de la Universidad de Chile. Santiago.

MASIOKAS, M.H., LUCKMAN, B.H., VILLALBA, R., DELGADO, S., SKVARCA, P., RIPALTA, A., 2009. *Little Ice Age fluctuations of small glaciers in the Monte Fitz Roy and Lago del Desierto areas, South Patagonia Andes, Argentina*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281: 351 –36.

OLIVA, J.A. 2018. Estudio de Peligrosidad Geológica por Remoción en Masa en la Ladera Norte del cerro Solo, El Chaltén, Santa Cruz – Memoria sintética de trabajos de campo. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Inédito. Buenos Aires.

ORIHASHI Y., NARANJO J. A., MOTOKI A., SUMINO H., HIRATA D., ANMA R. y NAGAO K. 2004. *Quaternary volcanic activity of Hudson and Lautaro volcanoes, Chilean Patagonia: new constraints from K-Ar ages*. *Rev Geol Chile*, 31: 207-224.

RICCARDI, A. C. 1971. Estratigrafía en el oriente de la Bahía de La Lancha, lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. *Rev. Mus. La Plata 7 Geol.* (61): 245-318.

RODRÍGUEZ ORTIZ, J.M., 1997. La utilización de pilotes y pasadores en la corrección de deslizamientos. Teoría y aplicaciones. IV Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Granada. Vol. III, pp. 1013-1049.

ROUNCE, D.R.; MCKINNEY, D.C.; LALA, J.M.; BYERS, A.C.; and WATSON, C.S., 2016. *A new remote hazard and risk assessment framework for glacial lakes in the Nepal Himalaya*. *Institute of Arctic & Alpine Research Faculty Contributions*. 11.

ROUNCE, D.R.; WATSON, C.S.; MCKINNEY, D.C. 2017. *Identification of Hazard and Risk for Glacial Lakes in the Nepal Himalaya Using Satellite Imagery from 2000–2015*. *Remote Sens.* 2017, 9, 654.

SCHILLING, S.P., 2014. *Laharz\_py—GIS tools for automated mapping of lahar inundation hazard zones: U.S. Geological Survey Open-File Report 2014-1073*, 78 p.

SERVICIO METEOROLÓGICO NACIONAL. Datos estadísticos climatológicos (período 1981-2010). <https://www.smn.gob.ar/caracterizacion-estadisticas-de-largo-plazo>.



SIMKIN, T. y SIEBERT, L. 1994. *Volcanoes of the World*. Geoscience Press, Smithsonian Institute, Tucson, Arizona, 349 p.

SMITHSONIAN GLOBAL VOLCANISM PROGRAMME. 2015. *Volcano Information*. <http://www.volcano.si.edu>.

SOIL SURVEY STAFF. 2014. Claves para la Taxonomía de Suelos. Departamento de Agricultura de los Estados Unidos. Servicio de Conservación de Recursos Naturales. Décimo segunda Edición, 399 p.

STERN C. R. 1990. *Tephrochronology of southernmost Patagonia*. *Nat Geog Res*, 6: 110-126.

STERN C. R. 2008. *Holocene tephrochronology record of large explosive eruptions in the southernmost Patagonian Andes*. *Bull Volc*, 70: 435-454.

STERN, C. R. 2000. *The Holocene Tephrochronology of southernmost Patagonia and Tierra del Fuego*. In *Congreso Geológico Chileno, No. 9, Actas, Vol. 2, p. 77-80. Puerto Varas*.

STERN, C. R. 2004. *Active Andean Volcanism: its geologic and tectonic setting*. *Revista Geológica de Chile* 31 (2): 161-206. doi: 10.5027/andgeoV31n2-a01.

THIELER, E.R.; HIMMELSTOSS, E.A.; ZICHICHI, J.L. y ERGUL, A.; 2009. *The Digital Shoreline Analysis System (DSAS) Version 4.0 - An ArcGIS Extension for Calculating Shoreline Change*; OFR; 2008-1278.

VARNES, D. J. 1978. *Slope movement Types and Processes*. In: Schuster, R.L. and Krizek, R.J., Eds., *Special Report 176: Landslides: Analysis and Control Transportation and Road Research Board, National Academy of Science, Washington DC*, 11-33.

VARNES, D. J. 1984. *Landslides Hazard Zonation: A review of principles and practice: UNESCO*, 63 p.

VILLEGAS, D. C. 2004. Suelos, geoformas y materiales originarios entre los lagos San Martín y Viedma, prov. de Santa Cruz. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Buenos Aires (inédita), 260 p., Buenos Aires.

WINOCUR, D., GOYANES, G. y VIEIRA, G. 2015a. Movimiento de remoción en masa activo y su riesgo geológico asociado a la ciudad de El Chaltén, provincia de Santa Cruz. *Congreso Geológico Chileno, La Serena, Chile*, pp. 136-139.

WINOCUR, D.A., GOYANES, G., y VIEIRA, G. 2015b. Deslizamiento de ladera y tsunami asociado en el lago Argentino, canal Upsala, provincia de Santa Cruz, Patagonia Argentina. *Congreso Geológico Chileno, La Serena, Chile*, pp. 79-82.

# ANEXO I

## ORDEN DE TRABAJO

**16910**

UNIDAD TECNICA: **LABCOR**

Fecha: 31/01/2019

Solicitante: **IGRM**

Domicilio: **Av. Julio A. Roca 651**

CUIT/CUIL: 30-68631442-8

Localidad: **CABA**

Tipo de Empresa: Gobierno

Cód. de Cliente: 009

Servicio: **Ensayos y Análisis**

Tel/fax: 011-4349-3237

Contacto: Oliva Jesús

INFORME N° **19-L01**

### 1. Objetivo

Caracterización Básica de suelos: Análisis Granulométrico, humedad natural, límite líquido, límite plástico, índice de plasticidad, clasificación unificada de suelos y densidad natural.

Proyecto: *“Estudio de detalle peligrosidad geológica por remoción en masa en la Laguna La Torre. Prov. de Santa Cruz”*

### 2. Material recibido *Identificación*

02 (dos) bolsas con muestras.

#### Solicitante

#### CIGA-LabCor

CHTL-1

16910-01

CHTL-2

16910-02

### 3. Metodología Utilizada

Los ensayos se realizaron siguiendo los procedimientos establecidos por las Normas IRAM:

- Determinación de la humedad natural (IRAM 10519)
- Granulometría vía húmeda ( IRAM 10507 )
- Granulometría por tamizado ( IRAM 1505 )
- Sistema unificado de clasificación de suelos (IRAM 10509,10501 10515;10519)
- Densidad en laboratorio (IRAM 10511)

### 4. Resultados obtenidos

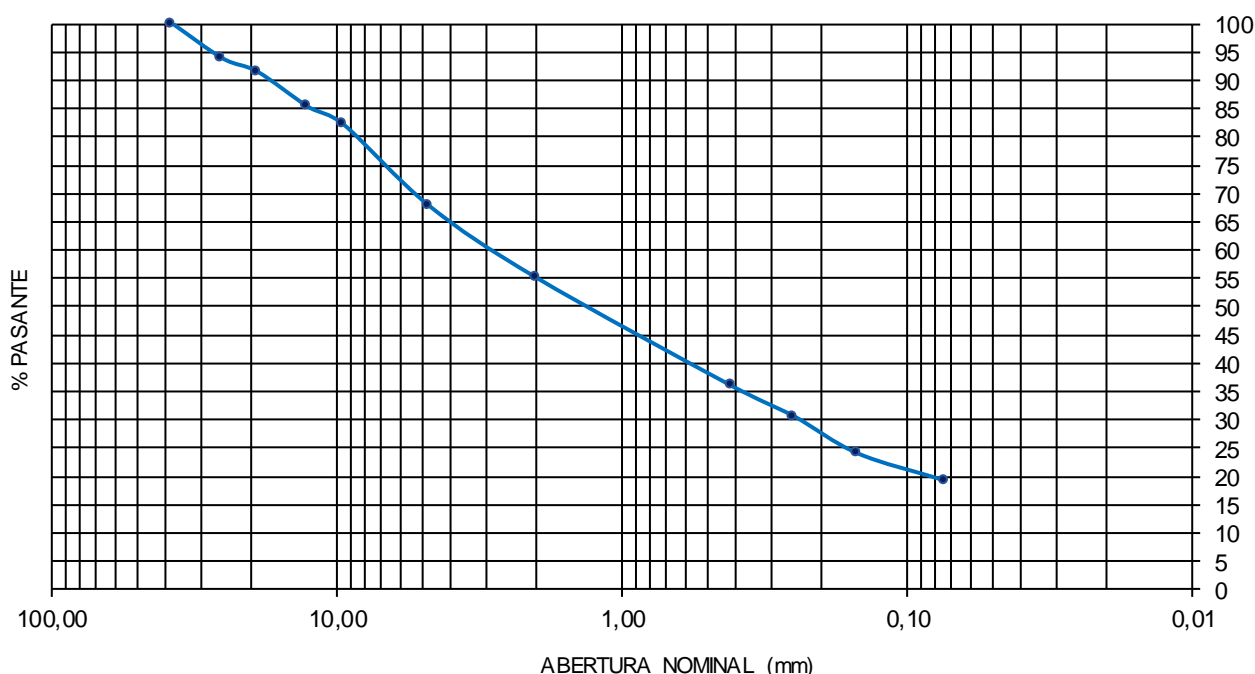
Los resultados consignados se refieren exclusivamente a la muestra recibida. El INTEMIN declina toda responsabilidad por el uso indebido que se hiciese de este informe.

Av. Gral. Paz 5445. Parque Tecnológico Miguelete. Edificio 14 y Edificio 15. San Martín. (B1650WAB) Buenos Aires. [info@segemar.gov.ar](mailto:info@segemar.gov.ar).



## SINTESIS DE DETERMINACIONES

MUESTRA:	Id. CIGA:	<b>16910-01</b>		Procedencia: Chalten. Provincia de Santa Cruz								
	Id. Cliente:	<b>CHLT 1</b>		Lat 49° 19'38.3"S; Long. 73° 01'18.5"W								
MALLA		1 1/2"	1"	3/4"	1/2"	3/8"	Nº 4	Nº 10	Nº 40	Nº 60	Nº 100	Nº 200
ABERTURA NOMINAL (mm)		38,10	25,40	19,10	12,70	9,52	4,76	2,00	0,42	0,25	0,15	0,07
% PASANTE		100,00	93,86	91,47	85,27	82,12	<b>67,72</b>	55,01	36,02	30,56	23,96	<b>19,19</b>
Ret gr		580	226	88	228	116	530,0	467,7	698,9	200,8	242,9	175,5



LÍMITES DE CONSISTENCIA	
Límite líquido (LL)	9
Límite plástico (LP)	
Índice plástico (IP)	n/p

Humedad natural (%) :	6,4
Densidad Natural max (N/cm <sup>3</sup> )	24,92
Densidad Natural min (N/cm <sup>3</sup> )	21,50

Sistema unificado de clasificación de suelos (S.U.C.S.)

**SM**

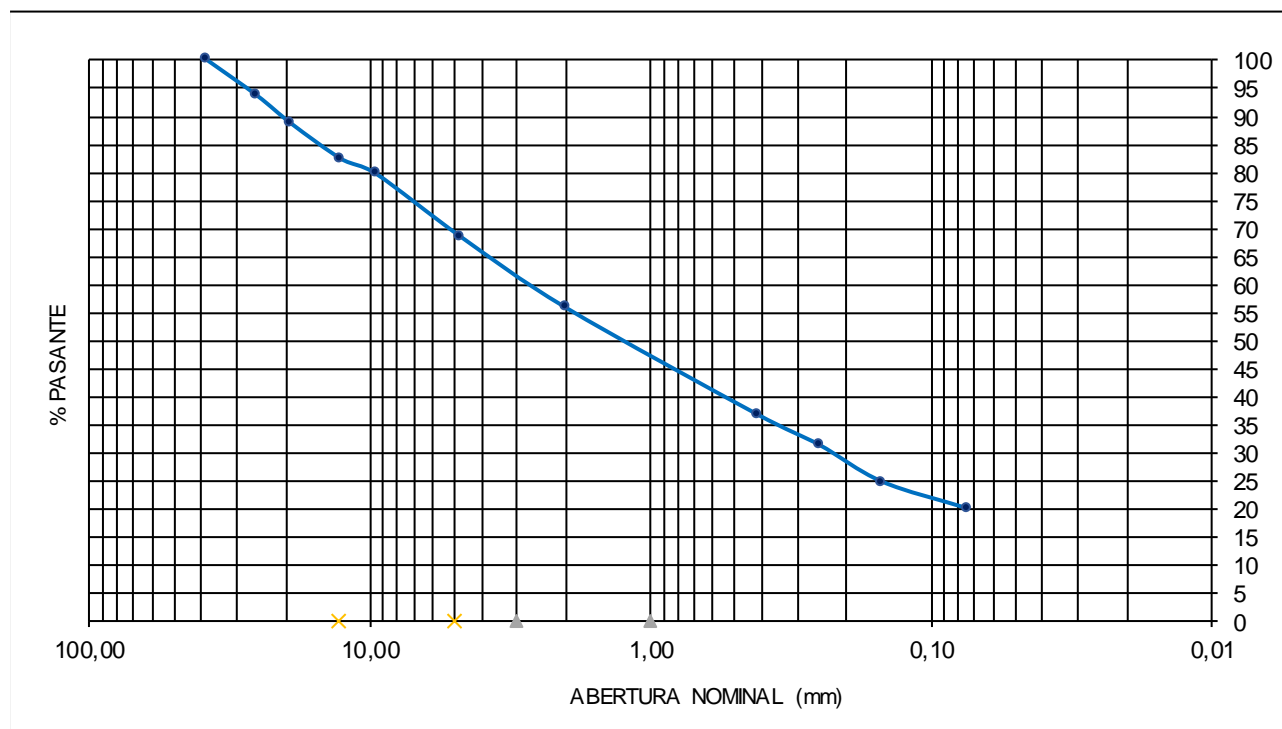
***Arena arcillosa bien graduada, con gravas***

Los resultados consignados se refieren exclusivamente a la muestra recibida. El INTEMIN declina toda responsabilidad por el uso indebido que se hiciese de este informe.

Av. Gral. Paz 5445. Parque Tecnológico Miguelete. Edificio 14 y Edificio 15. San Martín. (B1650WAB) Buenos Aires. [info@segemar.gov.ar](mailto:info@segemar.gov.ar).

## SINTESIS DE DETERMINACIONES

MUESTRA:	Id. CIGA:	<b>16910-02</b>						Procedencia: Chalten. Provincia de Santa Cruz					
	Id. Cliente:	<b>CHLT 2</b>						Lat. 49°19'36.7"S; Long 73°00'56.2"					
MALLA		1 1/2"	1"	3/4"	1/2"	3/8"	Nº 4	Nº 10	Nº 40	Nº 60	Nº 100	Nº 200	
ABERTURA NOMINAL (mm)		38,10	25,40	19,10	12,70	9,52	4,76	2,00	0,42	0,25	0,15	0,07	
% PASANTE		100,00	93,74	88,66	82,40	79,71	68,50	55,78	36,78	31,32	24,72	19,95	
Ret ar		486	210	170	210	90	376,0	426,2	636,9	183,0	221,3	159,9	



LÍMITES DE CONSISTENCIA	
Límite líquido (LL)	15
Límite plástico (LP)	0
Índice plástico (IP)	NP

Humedad natural (%) :	5,7
Densidad Natural max (N/cm <sup>3</sup> )	23,98
Densidad Natural min (N/cm <sup>3</sup> )	21,30

Sistema unificado de clasificación de suelos (S.U.C.S.)	<b>SM</b>
<b>Arena arcillosa bien graduada, con gravas</b>	

Los resultados consignados se refieren exclusivamente a la muestra recibida. El INTEMIN declina toda responsabilidad por el uso indebido que se hiciese de este informe.

Av. Gral. Paz 5445. Parque Tecnológico Miguelete. Edificio 14 y Edificio 15. San Martín. (B1650WAB) Buenos Aires. [info@segemar.gov.ar](mailto:info@segemar.gov.ar).

## Observaciones

Ambas muestras presentan una granulometría uniforme, con una gran variación de tamaños de agregados, condiciones representativas de morrenas laterales. La fracción de agregados finos con bajo contenido de materiales arcillosos y una respuesta no plástica. Dada la influencia del contenido de humedad como de la dispersión granulométrica, en el momento del ensayo se determinó la densidad natural mínima y máxima con baja humedad (<1.7%) y con humedad natural.



**Ggo Cravero Roberto**  
**INTEMIN-LabCor**



## ORDEN DE TRABAJO

**17114**

UNIDAD TECNICA: <b>LABCOR</b>		Fecha: 07/05/2019
Solicitante: <b>IGRM</b>	Domicilio: <b>Av. Julio A. Roca 651</b>	
CUIT/CUIL: 30-68631442-8	Localidad: <b>CABA</b>	
Tipo de Empresa: Gobierno	Cód. de Cliente: 009	
Servicio: <b>Ensayos y Análisis</b>	Tel/fax: 011-4349-3237	
Contacto: Tejedo Alejandra	<b>INFORME Nº 19-L004</b>	

### 1. Objetivo

Caracterización Básica de suelos: Análisis Granulométrico, humedad natural, límite líquido, límite plástico, Índice de plasticidad, clasificación unificada de suelos y densidad natural.

Proyecto: *"Estudio de detalle peligrosidad geológica por remoción en masa en la Laguna La Torre. Prov. de Santa Cruz"*

### 2. Material recibido *Identificación*

03 (tres) bolsas con muestras.

Solicitante	CIGA-LabCor
<b>CHTL 3</b> Cicatriz Superior	<b>17114-01</b>
<b>CHTL 4</b> Escollera Norte	<b>17114-02</b>
<b>CHTL 5</b> Cicatriz Superior	<b>17114-03</b>

### 3. Metodología Utilizada

Los ensayos se realizaron siguiendo los procedimientos establecidos por las Normas IRAM:

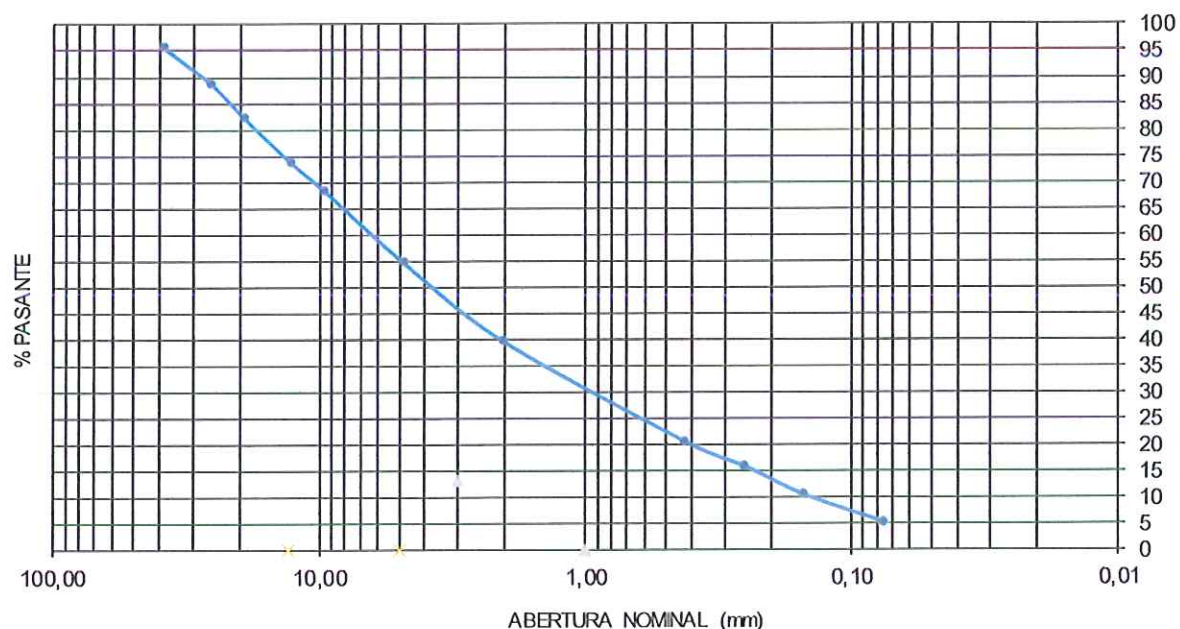
- Determinación de la humedad natural (IRAM 10519)
- Granulometría vía húmeda ( IRAM 10507 )
- Granulometría por tamizado ( IRAM 1505 )
- Sistema unificado de clasificación de suelos (IRAM 10509,10501 10515;10519)
- Densidad en laboratorio (IRAM 10511)

Los resultados consignados se refieren exclusivamente a la muestra recibida. El INTEMIN declina toda responsabilidad por el uso indebido que se hiciere de este informe.

Av. Gral. Paz 5445. Parque Tecnológico Miguelete. Edificio 14 y Edificio 15. San Martín. (B1650WAB) Buenos Aires. [info@segemar.gov.ar](mailto:info@segemar.gov.ar).

#### 4. Resultados obtenidos

SINTESIS DE DETERMINACIONES												
MUESTRA:	Id. CIGA:	17114-01						Procedencia: Chalten. Provincia de Santa Cruz				
OT N° 17114	Id. Cliente:	CHLT 3						Lat. 49°19'50,8"S; Long 73°01'56,2"				
MALLA		1 1/2"	1"	3/4"	1/2"	3/8"	N° 4	N° 10	N° 40	N° 60	N° 100	N° 200
ABERTURA NOMINAL (mm)		38,10	25,40	19,10	12,70	9,52	4,76	2,00	0,42	0,25	0,15	0,07
% PASANTE		95,42	88,54	82,06	73,48	68,17	54,42	39,42	20,37	15,77	10,35	5,10
Ret ar		140	210	198	262	162	420,0	458,0	582,0	140,4	165,4	160,4



LIMITES DE CONSISTENCIA	
Límite líquido (LL)	15
Límite plástico (LP)	2
Índice plástico (IP)	13

Humedad natural (%) :	8,04
Densidad Natural max (N/cm <sup>3</sup> )	22,40
Densidad Natural min (N/cm <sup>3</sup> )	21,20

Sistema unificado de clasificación de suelos (S.U.C.S.)	GW
Grava Limpia bien graduada	

Laboratorio: R. Toledo

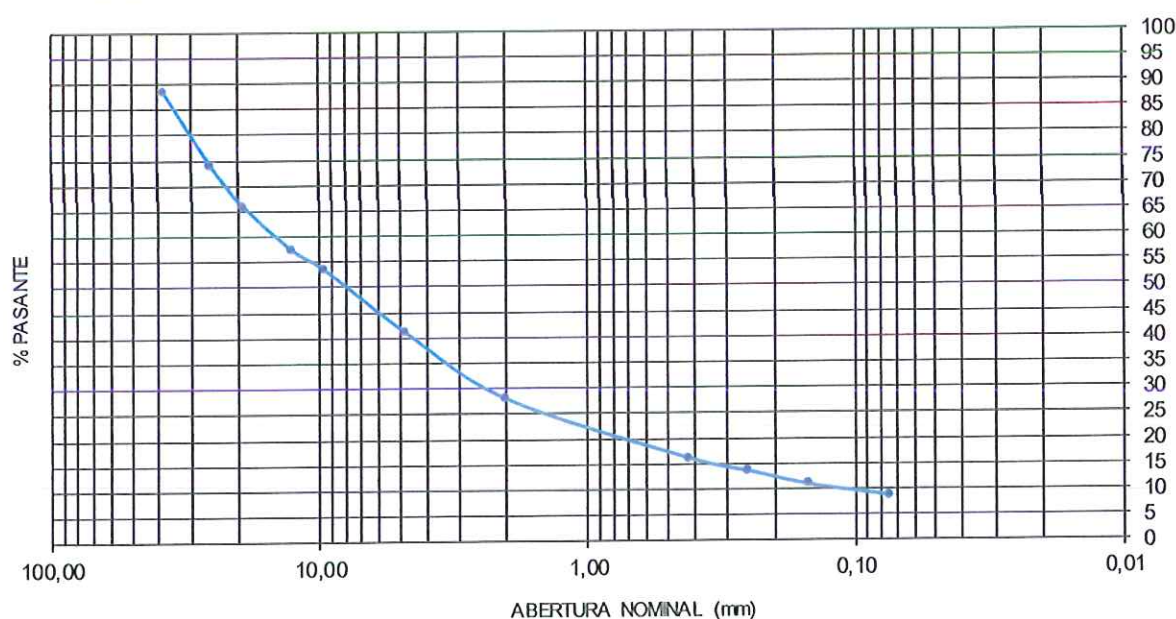
Los resultados consignados se refieren exclusivamente a la muestra recibida. El INTEMIN declina toda responsabilidad por el uso indebido que se hiciese de este informe.

Av. Gral. Paz 5445. Parque Tecnológico Miguelete. Edificio 14 y Edificio 15. San Martín. (B1650WAB) Buenos Aires. [info@segemar.gov.ar](mailto:info@segemar.gov.ar).



## SINTESIS DE DETERMINACIONES

MUESTRA:	Id. CIGA:	17114-02											Procedencia: Chalten. Provincia de Santa Cruz	
OT N° 17114	Id. Cliente:	CHLT 4											Lat 49°19'41,4"S; Long. 73°01'11,2"W	
MALLA		1 1/2"	1"	3/4"	1/2"	3/8"	N° 4	N° 10	N° 40	N° 60	N° 100	N° 200		
ABERTURA NOMINAL (mm)		38,10	25,40	19,10	12,70	9,52	4,76	2,00	0,42	0,25	0,15	0,07		
% PASANTE		88,30	73,98	65,72	57,30	53,22	40,88	27,84	16,09	13,52	10,94	8,69		
Ret gr		436,00	534,00	308,00	314,00	152,00	460,00	486,00	438,00	96,00	96,00	84,00		



LÍMITES DE CONSISTENCIA	
Límite líquido (LL)	15
Límite plástico (LP)	1
Índice plástico (IP)	14

Humedad natural (%) :	4,7
Densidad Natural max (N/cm <sup>3</sup> )	23,60
Densidad Natural min (N/cm <sup>3</sup> )	22,00

Sistema unificado de clasificación de suelos (S.U.C.S.)	GW-GM
Grava bien graduada con limo	

Laboratorio: R. Toledo

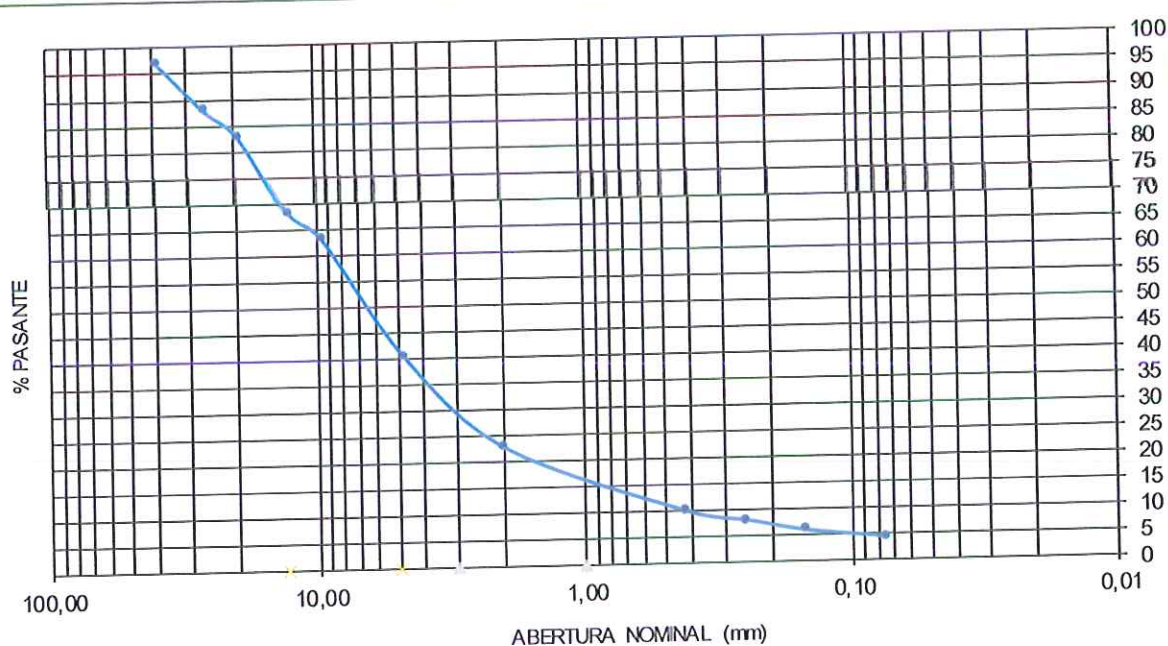
Los resultados consignados se refieren exclusivamente a la muestra recibida. El INTEMIN declina toda responsabilidad por el uso indebido que se hiciera de este informe.

Av. Gral. Paz 5445. Parque Tecnológico Miguelete. Edificio 14 y Edificio 15. San Martín. (B1650WAB) Buenos Aires. [info@segemar.gov.ar](mailto:info@segemar.gov.ar).



## SINTESIS DE DETERMINACIONES

MUESTRA:	Id. CIGA:	17114-3						Procedencia: Chalten. Provincia de Santa Cruz					
OT N° 17114	Id. Cliente:	CHLT 5						Lat. 49°19'17"S; Long 73°00'51"W					
MALLA		1 1/2"	1"	3/4"	1/2"	3/8"	N° 4	N° 10	N° 40	N° 60	N° 100	N° 200	
ABERTURA NOMINAL (mm)		38,10	25,40	19,10	12,70	9,52	4,76	2,00	0,42	0,25	0,15	0,07	
% PASANTE		96,93	87,87	82,71	68,04	62,95	40,42	22,68	9,88	7,98	5,89	4,37	
Ret gr		82	242	138	392	136	602,0	474,0	342,0	50,8	55,9	40,6	



LIMITES DE CONSISTENCIA	
Límite líquido (LL)	19
Límite plástico (LP)	0
Índice plástico (IP)	NP

Humedad natural (%) :	6,0
Densidad Natural max (N/cm³)	21,70
Densidad Natural min (N/cm³)	20,70

Sistema unificado de clasificación de suelos (S.U.C.S.)	GW
Grava bien graduada, limpia fina a gruesa	

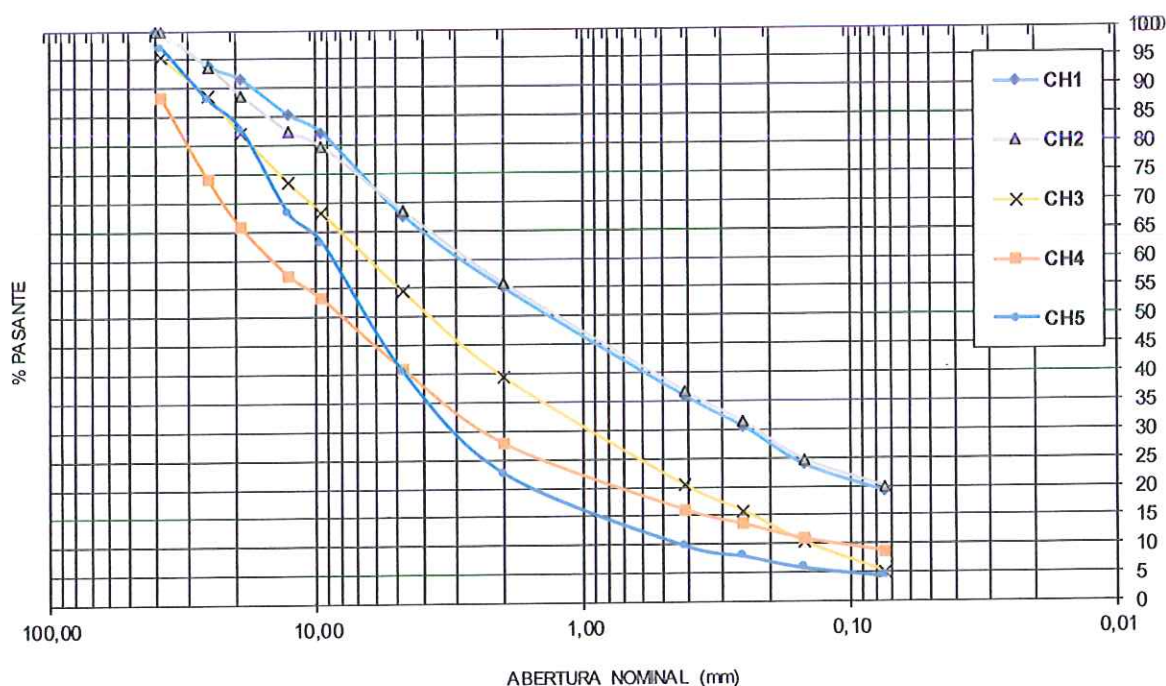
Laboratorio: R. Toledo

Los resultados consignados se refieren exclusivamente a la muestra recibida. El INTEMIN declina toda responsabilidad por el uso indebido que se hiciera de este informe.

Av. Gral. Paz 5445. Parque Tecnológico Miguelete. Edificio 14 y Edificio 15. San Martín. (B1650WAB) Buenos Aires. [info@segemar.gov.ar](mailto:info@segemar.gov.ar).

## SINTESIS GENERAL MUESTRAS CHALTEN

MUESTRA:	Id. CIGA:		16910-01a 02; 17114-01 a 03						Procedencia: Chalten. Provincia de Santa Cruz					
	Id. Cliente:		Chalt 1 a 5						OT 16910 y 17114					
MALLA		1 1/2"	1"	3/4"	1/2"	3/8"	Nº 4	Nº 10	Nº 40	Nº 60	Nº 100	Nº 200	SUSC	
ABERTURA NOMINAL (mm)		38,10	25,40	19,10	12,70	9,52	4,76	2,00	0,42	0,25	0,15	0,07		
% PASANTE	CH1	100,00	93,86	91,47	85,27	82,12	67,72	55,01	36,02	30,56	23,96	19,19	SM	
% PASANTE	CH2	100,00	93,74	88,66	82,40	79,71	68,50	55,78	36,78	31,32	24,72	19,95	SM	
% PASANTE	CH3	95,416	88,54	82,056	73,477	68,173	54,4	39,4	20,4	15,8	10,4	5,1	GW	
% PASANTE	CH4	88,30	73,98	65,72	57,30	53,22	40,88	27,84	16,09	13,52	10,94	8,69	GW-GM	
% PASANTE	CH5	96,93	87,87	82,71	68,04	62,95	40,42	22,68	9,88	7,98	5,89	4,37	GW	



Los resultados consignados se refieren exclusivamente a la muestra recibida. El INTEMIN declina toda responsabilidad por el uso indebido que se hiciese de este informe.

Av. Gral. Paz 5445. Parque Tecnológico Miguelete. Edificio 14 y Edificio 15. San Martín. (B1650WAB) Buenos Aires. [info@segemar.gov.ar](mailto:info@segemar.gov.ar).

### Observaciones

Las muestras del presente estudio, presentan una gran influencia de agregados del tamaño grava, con una gran graduación, y la débil fracción de agregados finos presentan condiciones de baja plasticidad (Chalt 4 y 5), siendo no plástica la muestra Chalt 3. Se determinó la densidad natural mínima y máxima con humedad natural y seca.

A los efectos de visualizar la comparación granulométrica de las muestras se realizó un gráfico integral en la que se incluyó las tres muestras de este estudio y las muestras Chat 1 y 2 de la campaña anterior,



**Ggo Cravero Roberto**  
**INTEMIN-LabCor**



**Lic. GUILLERMO A. COZZI**  
**Director CIGA**  
**SEGEMAR**



## ANEXO II

## ANEXO II

### PROCEDIMIENTO PARA LA REALIZACIÓN DE MEDICIONES PRELIMINARES SOBRE PUNTOS DE CONTROL

#### UBICACIÓN DE PUNTOS DE CONTROL

Como medida preliminar, y hasta la puesta en marcha de una instrumentación adecuada y precisa para el monitoreo de la ladera objeto de estudio, se han instalado 4 (cuatro) pares de estacas, 2 (dos) pares de estacas sobre la escarpa del nivel superior y otros 2 (dos) pares de estacas sobre la escarpa incipiente de cabecera (**Figura 1 y Tabla 1**). Las medidas a realizar sobre estos puntos de forma periódica contribuirán en la información respecto al comportamiento de la ladera.



**Figura 1.** Ubicación de puntos de control.

Nº	COORDENADAS GEOGRÁFICAS		COTA (m)
	LATITUD	LONGITUD	
1	49°19'36,76"S	73°00'56,13"O	774
2	49°19'36,67"S	73°00'54,91"O	776
3	49°19'48,91"S	73°00'53,69"O	993
4	49°19'46,99"S	73°00'51,57"O	950

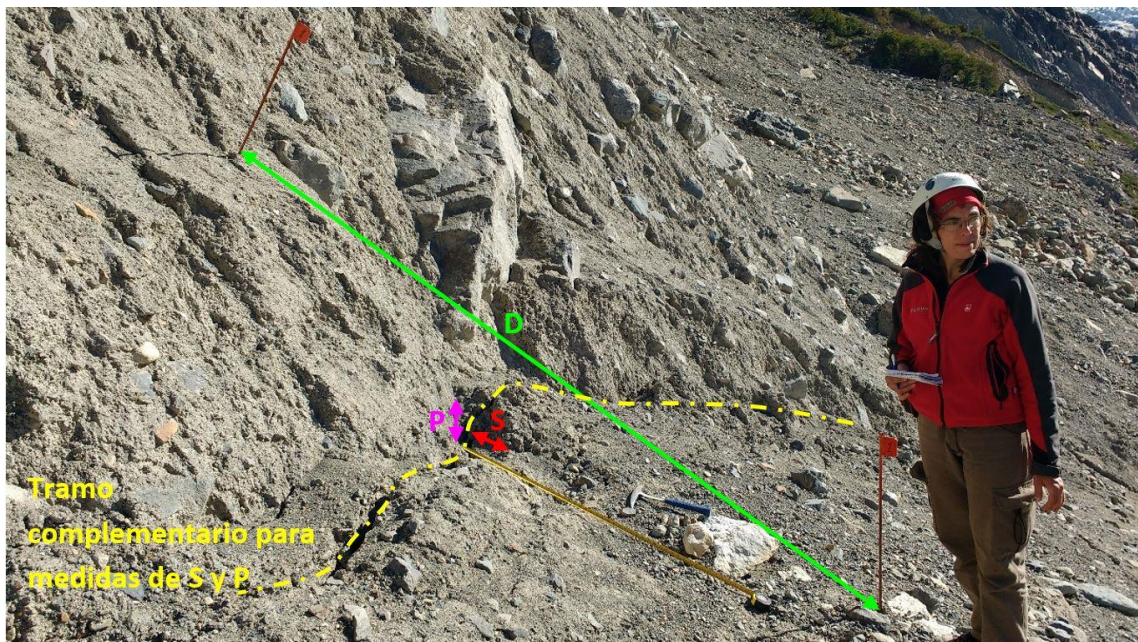
**Tabla 1.** Coordenadas geográficas de puntos de control.

## **MEDICIONES A REALIZAR**

### ***Escarpa del Nivel Superior (Pares de Estacas Nº: 1 y 2)***

Los parámetros a medir en cada uno de los pares de estacas son los siguientes (**Figura 2**):

- Distancia entre estacas (D) en milímetros, tomando la medida desde la base y desde el lado externo de cada estaca.
- Separación de la grieta de tracción (S) en milímetros, tomando la medida al pie del talud y en línea con el par de estacas.
- Profundidad de la grieta de tracción (P) en milímetros, tomando la medida al pie del talud y en línea con el par de estacas.
- Varias medidas de separación y profundidad de la grieta de tracción en milímetros, tomando las medidas al pie del talud y a lo largo de aproximadamente 2 (dos) metros de un lado y del otro lado de la línea de estacas. De todas las medidas obtenidas a lo largo de este tramo de grieta, se deben identificar el valor máximo y el valor mínimo de los parámetros medidos (Smáx., Smín., Pmáx. y Pmín.).



**Figura 2.** Mediciones a realizar sobre la escarpa del nivel superior (pares de estacas nº: 1 y 2).

Junto a las medidas a realizar, se recomienda tomar en cada caso 2 (dos) fotografías, una con un encuadre suficiente para que se visualice el par de estacas instalado, y otra de detalle de la grieta de tracción medida, ambas con cinta métrica o similar que sirva de escala.



### ***Escarpa Incipiente de Cabecera (Pares de Estacas Nº: 3 y 4)***

Los parámetros a medir en cada uno de los pares de estacas son los siguientes:

- Distancia entre estacas (D) en milímetros, tomando la medida desde la base y desde el lado externo de cada estaca.
- Despegue del resalte (R) en milímetros, tomando la medida en línea con el par de estacas. Su medida es vertical, y es la comprendida entre la base del bloque hundido, por encima de los materiales caídos, y la horizontal de la superficie del bloque levantado (**Figura 3**).



**Figura 3.** Despegue o resalte (R) sobre la escarpa incipiente de cabecera (pares de estacas nº: 3 y 4).

Junto a las medidas a realizar, se recomienda tomar en cada caso 2 (dos) fotografías, una con un encuadre suficiente para que se visualice el par de estacas instalados, y otra de detalle de la medición del despegue o resalte, ambas con cinta métrica o similar que sirva de escala.

### **PERIODICIDAD DE LAS MEDICIONES**

La lectura de datos en todos estos casos debería hacerse de forma periódica, al menos cada 2 (dos) meses. Las frecuencias deben ser superiores en caso de períodos de intensas precipitaciones, periodos de deshielo o durante las épocas en las que el nivel de la cota del agua de la laguna Torre se modifique sustancialmente. En este sentido, se recomienda realizar al menos 1 (una) medición posterior en el caso de un ciclo de varios días de intensas precipitaciones. De igual manera, se recomienda realizar al menos 1 (una) medición posterior en el caso de ocurrencia de algún sismo con epicentro cercano al lugar.

## **PRESENTACIÓN Y ENVÍO DE RESULTADOS**

Los resultados de las mediciones realizadas sobre la escarpa del nivel superior (pares de estacas n°: 1 y 2) pueden presentarse como se indica en las fichas siguientes, con los siguientes campos:

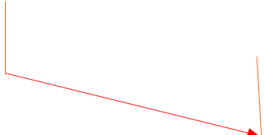


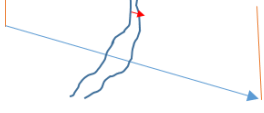



- N° punto de control.
- Fecha de medición.
- Distancia (D) entre estacas (mm).
- Separación (S) de grieta (mm).
- Profundidad (P) de grieta (mm).
- Separación y profundidad máximas y mínimas (Smáx., Smín., Pmáx. y Pmín) de grieta (mm).
- Observaciones: en este campo se debe especificar si la medida se realiza después de algún ciclo de precipitaciones intensas o después de la ocurrencia de algún sismo detectado y cualquier otra observación o aclaración relativa a las tareas de medición.
- Anexo fotográfico.

De forma análoga, los resultados de las mediciones realizadas sobre la escarpa incipiente de cabecera (pares de estacas n°: 3 y 4) pueden presentarse como se indica en las fichas siguientes, con los siguientes campos:

- N° punto de control.
- Fecha de medición.
- Distancia (D) entre estacas (mm).
- Despegue del resalte (R) (mm).
- Observaciones: en este campo se debe especificar si la medida se realiza después de algún ciclo de precipitaciones intensas o después de la ocurrencia de algún sismo detectado y cualquier otra observación o aclaración relativa a las tareas de medición.
- Anexo fotográfico.

Fecha.....

Pares de estacas medidos ☐ 1 ☐ 2

MEDICIÓN	ESQUEMA	VALOR MEDIDO
Distancia (D) entre estacas (mm)		
Separación (S) de grieta (mm) medida en la línea entre estacas		
Separación máxima (Smax) de la grieta (mm) (incluyendo la línea entre estacas y una zona de 2 m alrededor de la línea entre estacas)		
Separación mínima (Smin) de la grieta (mm) (incluyendo la línea entre estacas y una zona de 2 m alrededor de la línea entre estacas)		
Profundidad (P) de la grieta medida en la línea entre estacas.		
Profundidad máxima (Pmax) de la grieta (mm) (incluyendo la línea entre estacas y una zona de 2 m alrededor de la línea entre estacas)		
Profundidad mínima (Pmin) de la grieta (mm) (incluyendo la línea entre estacas y una zona de 2 m alrededor de la línea entre estacas)		

Observaciones: ☐ La medición se realizó luego de un ciclo de precipitaciones intensas (.....días de lluvia; .....mm precipitados)

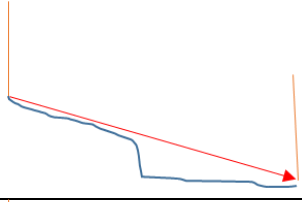
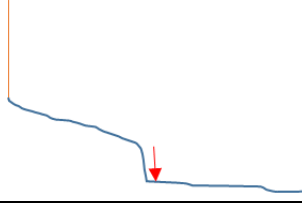
☐ La medición se realizó luego de un sismo (intensidad: .....; epicentro ubicado en: .....).

Otras observaciones.....



Fecha.....

Pares de estacas medidos ☐ 3 ☐ 4

MEDICIÓN	ESQUEMA	VALOR MEDIDO
Distancia (D) entre estacas (mm)		
Despegue del resalte (R) en milímetros, tomando la medida en línea con el par de estacas (mm)		

Observaciones: ☐ La medición se realizó luego de un ciclo de precipitaciones intensas (.....días de lluvia; .....mm precipitados)

☐ La medición se realizó luego de un sismo (intensidad: .....; epicentro ubicado en: .....).

Otras observaciones.....